جيولوجية البحر الأحمر
وخليج عدن

Mediterranean Sea
Beirut
Palmyrides
Damascus
Cairo
GOS
GOA
Arabian Plate
Arabian Gulf
Najd fault zone
Arabian Shield
Rub' al-Khali
MAP
Muscat
SOC
Red Sea
SB
AFFZ
SR
SI
Indian Ocean
Carlsberg Ridge
Gulf of Aden
Somali Block
Owen FZ
0 500
Bosworth et al., 2005
JAES, Figure 1

أ.د. عبد المنعم أحمد محمود   د. ويليام بوسوارس





جيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن

أ.د. عبد المنعم أحمد محمود

د. ويليام بوسوارس



مكتبة الأنجلو المصرية

بطاقة فهرسة

فهرسة أثناء النشر إعداد الهيئة المصرية العامة لدار الكتب والوثائق القومية ، إدارة الشئون الفنية .

محمود ، عبد المنعم احمد .

جيولوجية البحر الاحمر وخليج عدن / تأليف : عبد المنعم أحمد محمود ، ويليام بوسوارس . ط١.

القاهرة : مكتبة الانجلو المصرية ، ٢٠٠٧

١٩٨ ص ، ١٧× ٢٤ سم

١- جيولوجيا اعماق البحار أ- العنوان

٢- بوسوارس ، ويليام (مؤلف مشارك)

رقم الإيداع : ١٦٧٣٥

ردمك : ٩٧٧-٠٥-٢٣٢٩-١ تصنيف ديوى : ٥٥١,٤٦٠٨

المطبعة : محمد عبد الكريم حسان

النـاشـر : مكتبـة الانجلـو المصريـة

١٦٥ شارع محمد فريد

القـاهرة جمهوريـة مصر العربيــة

ت : ٢٣٩١٤٣٣٧ (٢٠٢) ؛ ف : ٢٣٩٥٧٦٤٣ (٢٠٢)

E-mail : angloebs@anglo-egyptian.com

Website : www.anglo-egyptian.com

شكر وأهداء

نتقدم بخالص شكرنا العميق إلى
شركة أباتشى للبترول بمساهمتها فى
طبع وإخراج هذا الكتاب إلى النور.

تمهيد

يعد هذا الكتاب محاولة للخوض فى أحد الموضوعات المهمة التى لم تحظ – حتى الآن– بالاهتمام الواجب من قبل الجيولوجيين فى مصر والدول العربية وغير العربية المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن، حيث تقتصر الدراسات الخاصة بجيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن، على عدد قليل من الصفحات فى الكتب الدراسية العامة وعلى القليل من الأبحاث والمقالات العلمية، خاصة تلك التى ظهرت منذ الستينيات والسبعينيات، وفى مقدمتها كتاب جيولوجية مصر للأستاذ والعالم الجليل الدكتور/ رشدى سعيد .. فمنه تعلمنا وعلى نهجه سرنا، سواء طلاب أو باحثين، وتضمن فى كتاب وهو باللغة الإنجليزية فصلاً عن جيولوجية البحر الأحمر خاصة فى مصر.

ومما دفع المؤلفان للكتابة فى هذا الموضوع المهم هو ما قاما به من دراسات مدعمة بالجانب التطبيقى، وذلك خلال الاشتراك فى مشروع مشترك بين جامعة واشنطن سانت لويس وجامعة عين شمس (١٩٩٢–١٩٩٤ م) بمنطقة القصير–مرسى علم، واهتم المشروع بدراسة تكوين وأعمار المصاطب النهرية والبحرية، وأثر التغير المناخى والتكتونى وتذبذبات مستوى سطح البحر على الأشكال الأرضية خلال الحقب الرباعى، حيث أنجز بحثاً خاصاً بالموضوع نفسه كفريق العمل، وتضمن العمل محاكاة رقمية استخدمت فيها حركات الرفع كوسيلة وظيفية للمكان والزمان مع معرفة وتحديد أعمار المراجين باستخدام نظيرى اليورانيوم–الثوريوم، مع دخول متغير الارتفاعات للمصاطب البحرية (أو الشواطئ المرفوعة) خلال ٥٠٠ ألف سنة و٢٥٠ ألف سنة إلى وقتنا الحاضر، وتوصلت لعمل نمذجة تغطى أنماطاً لتغير وتذبذب مستوى سطح البحر خلال هذه الفترات، وأعتقد أنها كانت المحاولة الأولى فى مصر، وقد نشر البحث فى مجلة الأبحاث الجيوفيزيقية الأمريكية، ثم اشترك المؤلف فى مشروع مع جامعة بوسطن والمعهد الشرقى بنابولى (٢٠٠٠–٢٠٠٣) بمنطقة مرسى

أو ميناء وادى جواسيس بسفاجا لتفقد موقع إرساليات الملكة حتشبسوت إلى بلاد بنط لجلب البخور، وفيه تمت مناقشة العلاقة الجيومورفولوجية والجيولوجية للمصطبة البحرية والقريبة من البحر، حيث تم اكتشاف بقايا مراكب خشبية من الأسرة ١٢ أسفل هذه المصطبة، وتم إنجاز بحث نشر بالنشر الإليكترونى عن الموضوع، وتم عرضه بالجمعية الجغرافية المصرية فى ٢٠٠٦ م.

أما فكرة هذا الكتاب قد جاءت من خلال إدارتى لمشروع تطوير علوم الأرض والفضاء باستخدام تكنولوجيا المعلومات المتطورة بجامعة عين شمس(٢٠٠٥-٢٠٠٦ م) ، وكان من ضمن أهدافه إخراج كتب منشورة باللغة العربية فى المجال تخاطب طلاب قسم الجيولوجيا بكليات العلوم، وأقسام الجغرافيا بكليات الآداب، وأقسام الأراضى بكليات الزراعة، وأقسام الترميم بكليات الآثار، وطلاب كلية الهندسة، والمشتغلين فى قطاع التعدين والثروة المعدنية، وأقسام الجيولوجيا بكليات التربية والبنات، ومن ضمن أهداف المشروع أيضاً عقد محاضرات وندوات لمتخصصين فى العلم. وقد دعيت الدكتور/ ويليام بوسوارس .. الخبير بشركة أباتشى للبترول العاملة فى مصر لألقاء محاضرة عن تصدعات البحر الأحمر، وكانت طبعاً باللغة الإنجليزية، وقد كان من الصعب على الحضور من الطلاب والباحثين متابعة المحاضرة بالرغم من أهميتها القصوى؛ لذا طرحت على د./ بوسوارس ولأول مرة بمصر أعداد كتاب باللغة العربية عن جيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن ، حيث إنه نشر عدد (١١) بحثاً علميا بمفرده وبالأشتراك مع أخرون فى نفس الموضوعً، نشرت فى أرقى المجلات الجيولوجية فى العالم ، وكلها على جانب كبير من الأهمية العلمية والتطبيقية ؛ ليكون فى متناول طلاب العلم والمشتغلين فى المجال ليس فى مصر وحدها، ولكن فى المملكة العربية السعودية وجمهورية اليمن والسودان والصومال وعمان وأريتريا ودول المشرق العربى. ونظرا لأن البحث الخاص بالدكتور بوسوارس وفيليب هاتشون(معمل التكتونيك-جامعة بيير ومارى كورى بباريس)

وكين مككلاى(قسم الجيولوجيا برويال هولوواى بجامعة لندن–أيغام بالمملكة المتحدة) والذى نشرته السيفير ELSEVIERوهى مشكورة سمحت لنا بالنشر) فى مجلة علوم الأرض الأفريقية فى٢٠٠٥ و ألقاه فى صيف (٢٠٠٦) بجامعة عين شمس أهتم وركز على أحواض البحر الأحمر وخليج عدن وبالرغم من صعوبة المصطلحات العلمية إلا أننا آثرنا أن نترجم هذا البحث لأهميته العلمية المستندة والمعتمدة على دراسات ومراجع تمت خلال مايقرب من قرن من الزمان مع أعداد مبسط واضافة لعملنا من خلال مشروعين احداهما جيولوجى والأخر أثرى ولمدة ستة سنوات لكى نكمل هذا العمل باغين أن ننال ثوابه من الله –عز وجل– وأن ينال استحسانكم.

ويتناول هذا الكتاب كل ما يتعلق بجيولوجية والتراكيب المصاحبة للتدفقات النارية والبركانية وأثرها فى تشكيل الأحواض تحت السطحية والأشكال الأرضيةمع عرض لجيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك بالبحر الأحمر وخليج عدن، مما له أهمية قصوى لدى هذه البلدان مع دراسة تطبيقية خاصة بهذه التراكيب والرواسب المصاحبة، وذلك وفق منهج علمى واضح اعتمد فى جزء كبير منه على الأبحاث المنشورة والدراسات الحقلية التى قام بها المؤلفان، مما سوف يتضح خلال صفحات هذا الكتاب، خاصة وقد استخدمت أحدث الأساليب العلمية فى المعالجة، وقدم الكتاب مزجاً بين الجيولوجيا النظرية والواقع التطبيقى .وينقسم كتاب جيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن إلى سبعة فصول، يعالج الفصل الأول مقدمة عن تنوع التكوينات الجيولوجية بأراضى الدول المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن، وعلاقاتها مع ديناميكية الحركة الصفائحية، ويعالج الفصل الثانى منخفض عفار وتطوره وعلاقته بنظام التصدع الخاص بشرق أفريقيا والصفيحة العربية، ويعالج الفصل الثالث خليج عدن ووضعه قبل التصدع والتصدع القارى خلال الأوليجوسين والميوسين، ثم مناقشة امتداد انتشار قاع البحر لخليج تادجورا، والفصل الرابع يلقى الضوء على المحيط الجنينى ألا وهو البحر الأحمر بادئاً بوضعه قبل التصدع، وتطور التصدع فيه،

ثم انتشار منتصف المحيط وجيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك، ثم الفصل الخامس، ويعالج معدل التقارب والتباعد وحركة الصفائح، والفصل السادس يناقش مغزى تكون الشواطئ المرفوعة على ساحل البحر الأحمر مصحوبة بالتأثيرات المناخية والتكتونية والتغيرات فى مستوى منسوب سطح البحر خلال الحقب الرباعى بمصر وبمنطقة القصير–مرسى علم على وجه الخصوص كدراسة للحالة، مستعرضاً إمكانية التعرف على المصاطب النهرية والبحرية من خلال الصور الفضائية، ثم استعراضاً لأعمار هذه المصاطب باستخدام النظائر المشعة اليورانيوم–الثوريوم، وعلاقتهما بارتفاعات هذه المصاطب والتذبذب فى مستوى سطح البحر، والفصل السابع يخلص إلى المناقشة وملخص ما استعرضناه فى الكتاب بأسلوب علمى موجز، ثم الاستنتاجات العلمية، ونعرض للقارئ بعض النقاط البحثية التى يمكن إجراؤها فى المستقبل عن هذه المنطقة المهمة مع قائمة لأحدث المراجع التى تناولت هذه المنطقة بالبحث والدراسة، بالإضافة إلى المراجع القديمة التى تمت خلال القرن التاسع عشر والقرن العشرين مايقرب من أربعمائة وأثنى عشر (٤١٢) مرجعا.بالأضافة الى معجم للمصطلحات العلمية التى وردت بالكتاب والتى يتحتم على القارئ ان يتعرف عليها.

الفصل الأول

المقدمة:

لعبت العوامل الجيولوجية والمناخية دورا كبيرا فى تشكيل السطح التضاريسى للدول المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن فأراضى هذه الدول بصفة عامة منبسطة وتنتشر فيها الصحارى الشاسعة مثل الصحراء الشرقية والنوبية فى مصر والسودان . كما أن صحراء النفوذ والربع الخالى تمثل أمتدادا لهذا الحزام الصحراوى حتى الخليج العربى ، ولا يقطع انبساطها ورتابتها سوى المرتفعات الجبلية. وكثيرا ماتشكل السلاسل الجبلية حدودا للصحارى والمناطق المنبسطة وتمتد هذه السلاسل محاذية للبحر الأحمر تحصر بينها أودية واسعة أو هضابا ضيقة.

وفى الجزيرة العربية تمتد المرتفعات الجبلية على طول ساحل البحر الأحمر مشكلة سلسلة جبال الحجازوعسير التى تكون الدرع العربى Arabian Shieldويزداد أرتفاع هذه السلسلة بأتجاه الجنوب، حيث تصل الى ٣٠٥٠ مترا فى عسير و ٣٧٠٠ متر فى اليمن (جبل شعيب) .

وأعتبارا من مضيق باب المندب يتغير أتجاه الجبال الساحلية لتصبح محاذية لسواحل بحر العرب وتأخذ أتجاه شرق-غرب جمهورية اليمن. وعلى الساحل الغربى للبحر الأحمر تمتد عبر كل من مصر والسودان سلسلة مناظرة لسلسلة جبال الحجاز وعسير تنحصر بين وادى النيل غربا والبحر الأحمر شرقا، ويزداد ارتفاعها باتجاه الجنوب ليصل الى حوالى ٢٢٠٠متر، وتعتبر مرتفعات الصومال أمتدادا لهضبة الحبشة وهى تنحدر نحو الشرق لتنتهى بسهول ساحلية ضيقة على خليج عدن (شكل ١) .

وفى أقصى الشرق تمتد سلسلة من الجبال ممثلة بجبال عمان وزاجروس وتتراوح أرتفاعاتها بين ٣١٠٠ متر فى عمان (الجبل الأخضر) و ٣٤٦٠ متر فى العراق.

(شكل ١)

(انظر الملحق الملون فى الخلف)

أما السهول فنجدها فى أحواض الأنهار الرئيسة والأودية والأغوار وسفوح الجبال وشواطئ البحار وهذه الأخيرة غالبا ماتكون ضيقة وتتسع أحيانا عندما تبتعد الجبال الساحلية عن الشواطئ وتتميزهذه السهول بخصوبتها وهى تعتمد على مياه الأمطارالمتساقطة عليها مباشرة أو على الأمطار المتساقطة على الجبال المطلة عليها مثل سهول تهامـــة.

تتنوع التكوينات الجيولوجية بأراضى الدول المطلة على البحر الأحمر الصومال مثل أثيوبيا وإريتريا وعمان والمملكة العربية السعودية ومصر والسودان واليمن، حيث تتمثل بها تقريباً كل تكاوين العصور الجيولوجية المختلفة بدءاً من الزمن الأركى، وانتهاءً بالحقب الرباعى، وتمتد الكتلة الأركية من شبه جزيرة العرب إلى بلاد الشام حتى جبال طوروس، كما تمتد فى الشمال الشرقى من أفريقيا، والدول المطلة على المحيط الهندى وبحر العرب مثل الصومال واليمن وعمان، وهذه الكتلة تعد جزءاً من قارة جندوانا Gondowana القديمة التى كان بحر تيثس Tethys يحدها شمالاً، وتتكون صخورها من صخور الركيزة الأساسية Basement النارية المتحولة كالجرانيت والنيس والشست والكوارتزيت، وتظهر صخورها مكشوفة على السطح كما فى حالة المملكة العربية السعودية وامتدادها فى مرتفعات البحر الأحمر فى مصر والسودان، فالغالب أن صخور الركيزة الأساسية تختفى تحت السطح تحت إرسابات أحدث، ذلك أن بحر تيثس كان يغطى على أطراف جندوانا أحياناً، ويتقهقر أحياناً أخرى، ففى فترة تقدمه يترك فوق الركيزة الأساسية طبقات رسوبية متبادلة من الحجر الجيرى والطباشير الغنى بالحفريات البحرية والحجر الرملى الخالى من الحفريات.

ولأن الصخور المكونة للركيزة الأساسية تمتاز بصلابة عالية، فقد قاومت حركات الضغوط الجانبية، ولم تكن الالتواءات من ظاهرتها الرئيسة، وإنما كانت تستجيب لحركات القشرة الأرضية الرأسية وارتفاع وانخفاض وصدوع، فى حين

حدثت التواءات خفيفة للصخور الرسوبية التى تعلوها فى أطرافها نتج عنها أشكال قبابية.

ونظراً لارتباط المعادن الفلزية بالعروق والقواطع والسدود النارية نجد أن معظم الثروة المعدنية (باستثناء البترول والغاز والمياه) ترتبط بصخور الركيزة الأساسية، وحيث تحدث الصدوع التى تعطى فرصة لخروج الصهير والتدفقات البركانية (البراكين) تظهر الكثير من الأحجار الكريمة كالزبرجد والزمرد، ومن المعادن الأخرى ذات القيمة الاقتصادية مثل عروق الذهب والفضة والنيكل والرصاص والقصدير.

أما البترول والغاز والمياه ارتبط تواجدهم بتصدعات الصخور الرسوبية وتجعدها وانثنائها والتواءاتها مكونة القباب.

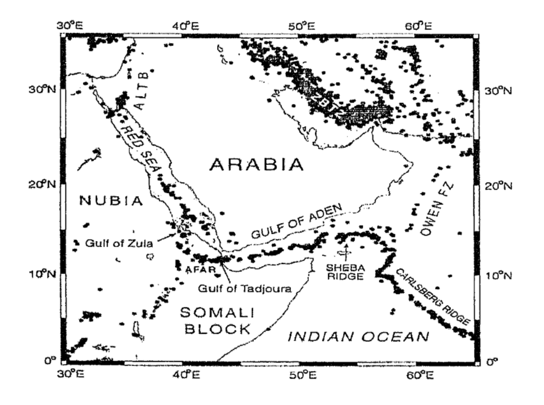
لذلك يعطى هذا الكتاب من حيث موضوعاته عن التصدعات والخسف للبحر الأحمر فرصة عظيمة للمشتغلين فى المجال لتفهم وضعه التركيبى، وإمكانية البحث عن البترول والغاز والمياه، بالإضافة إلى الموضوع الذى لا يقل أهمية بمكان وهو النيوتكتونية أو التراكيب الحديثة التى يمكن أن يحدث منها زلازل فى وقتنا الحاضر بالمنطقة فى العربية السعودية ومصر واليمن وعمان وأثيوبيا والصومال وإريتريا.

وتتواصل التصدعات أو الخسف فى البحر الأحمر وخليج عدن بطريقة استطرادية بدأت فى الحقبة الجيولوجية البيرمية :Permianانفصال أجزاء من قارة جوندوانا Gondwanaالمفترضة من قارة بانجيا Pangeaالقارة الأم بعيداً بحدودها القارية الباليوتيثيانية، والنيوتيثيانية .(Stanpfli, 2000)والأمر فى الحقيقة أكثر تعقيداً؛ لأن اصطدام الصفيحة العربية (آرابيا) بصفيحة أوراسيا، وظهور منخفض عفار لعب أدواراً مهمة فى ديناميكية وحركية المنطقة (الشكل ١)، بالرغم من اشتراك البحر الأحمر وخليج عدن بصورة مهمة فى التاريخ الاستراتيجرافى والتكتونى؛ بسبب دورها فى فصل الصفيحة العربية عن أفريقيا، فإن حركية وديناميكية هذه التصدعات

تختلف بدرجة كبيرة. فقد واجه خليج عدن تصدعات قارية منحرفة (Oblique)، وأصبحت تصدعاً بحرياً نتيجة لانتشار حيد الشبعة (Sheba Ridge)عن المحيط الهندى إلى القارة الأفريقية.

بدأ البحر الأحمر بانتشار تصدعى عادى وتحولى، إلى تصدع منحرف بعد ذلك بكثير. ونشأ التصدع البحرى بصورة كاملة داخل الليثوسفير القارى بدون أى اتصال بنظام حيد منتصف المحيط العالمى .(World Mid-Ocean Ridge)وعن طريق تكامل الدراسات الخاصة بكلتا الصدعين يمكن الحصول على منظور غنى بالمعلومات المفيدة عن بداية الانفصال القارى.

وتتصل أحواض البحر الأحمر وخليج عدن تركيبياً عن طريق عفار (الشكل ١). ويتضح الشكل الهندسى لهذا الربط بواسطة التجمعات الزلزالية (Seismicity)(الشكل ٢).



شكل(٢)

وقد تضمن الصدع الخسفى الأولى للبحر الأحمر خليج السويس الحالى، والبحيرات المرة، ومنطقة دلتا النيل على الحد القارى لشمال أفريقيا (Bosworth et al., 2005). وخلال تطور البحر الأحمر بدأ الحد فى تحول خليج العقبة–المشرق (Gulf of Aqaba-Levant Transform Boundary) بعبوره خليج السويس. ويجب أن يستند فهم تصدع (الصفيحة العربية) عن أفريقيا على تحليل لنظام التصدع بأكمله: خليج عدن وعفار والبحر الأحمر وخليج السويس وخليج العقبة. ونستعرض باختصار الفهم الحالى لهذا النظام الصدعى العظيم للبحر الأحمر حتى خليج عدن، ونقدم معلومات عن التطور التكتونى على مدار ٣١ مليون سنة ماضية. ونستخدم المقياس الزمنى الجيولوجى لجراديشتاين (Gradastein et al., 2004) وغيره فيما يتعلق بالحدود المرحلية، ثم نعود إلى مقياس بيرجرين وآخرين (1995) (Berggren) فيما يتعلق بأعمار الأنطقة الحيوية الداخلية وتقسيمها إلى مراحل.

الفصل الثانى

٢- منخفض عفار Afar

بدأ الصدع القارى التصدعى المبدئى لخليج عدن وأقصى جنوب البحر الأحمر تقريباً فى وقت متزامن مع نشاط الانصهار فى المنطقة المحيطة بمنطقة عفار (يتم مناقشة الدليل فى القسم الثالث)، وقد لعبت هذه الناحية تبعاً لذلك دوراً رئيساً فى تطور نماذج منطقة النشاط الحرارى بالصدع القارى، ويظل هناك عدم اتفاق بالرغم من ذلك حول التوقيت والأهمية التكتونية لحركة رفع القبة الأثيوبية الأعظم، والتحكم المبذول بواسطة قوى الانصهار مع التصدع اللاحق. ولذلك فمن المناسب أن نبدأ المناقشة الخاصة بصدع البحر الأحمر، وخليج عدن بمنطقة عفار، ونناقش أولاً منخفض عفار الذى كان من قبل متاخماً لنظيره الأفريقى. ويمكن فى Chlorowic الحصول على المزيد من الفهم العميق لتطور عفار وعلاقتها بنظام التصدع الخاص بشرق أفريقيا (هذا الإصدار).

٢-١ا: الحد الأفريقى :African Margin

كانت عفار تعتبر المثال الكلاسيكى للمفصلة الثلاثية الخسفية أو التصدعية Rift-Rift-Rift Triple Junction، وقد تكونت منطقة عفار عن طريق التقاء الصدع الأثيوبى الرئيس وخليج عدن الغربى والبحر الأحمر الجنوبى (الشكل ١، ١٣ا،ب،ج). تغطى أغلب أجزاء المنطقة الخاصة بالجزء المنخفض من المفصلة الثلاثية لعفار من حيث تضاريس الأرض فى أفريقيا مساحة ٢٠٠ ألف كم٢، وتشكل هذه المنطقة منخفض عفار، ومحاطة من الجانب الغربى والجنوب الشرقى بالهضاب الأثيوبية والصومالية، ومن الجانب الشرقى بكتل داناكيل Danakil على صبيح (عيشة) Ali-Sabieh (Aisha) (الشكل ٣ ج). تصل الارتفاعات فى الهضاب (شكل ٣أ) المتاخمة إلى ٣٠٠٠ متراً، وتزيد عن ٢١٠٠ متراً فى داناكيل ألب Danakil Alps، وهذا فى تباين ملحوظ بالانخفاض حيث تتراوح الارتفاعات من حوالى

شكل ٣ أ

١ =الركيزة الاساسية المتبلرة

٢ =حجر طينى و حصى

٣ = حجر رملى و كونجلو ميرات

٤ = طفل

٥ = حجر جيرى

٦ = حجر الدولميت

٧ = صخور بركانية

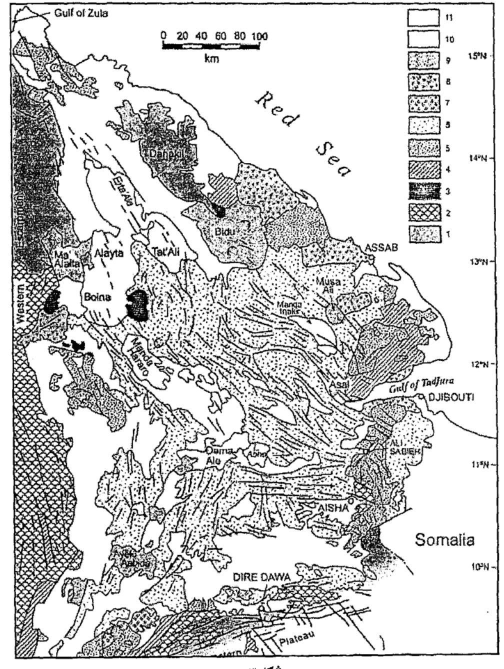
٨ = تدفقات جرانيتية

٩ = متبخرات

Ma	AGE		ROCK UNIT
0	TERTIARY	Recent – Pliocene	AXIAL VOLCANICS
			AFAR STRATOID SERIES
		Miocene	DALHA BASALT
10			
			MABLA RHYOLITE
			ADOLEI BASALT
20			
		Oligocene	
			ALAJI RHYOLITE & BASALT
30			AIBA BASALT
		Eocene	
40			ASHANGI BASALT

(b)

شكل ٣ ب



شكل ٣ جـ

١ = صخور رسوبية ميزوزوي ومتحولة
٢ = بازلت
٣ = جرانيت ميوسيني
٤ = رايوليت وبازلت
٥ = بازلت
٦ = سلسلة عفار النجمية
٧ = الشعابات رايوليت
٨ = تراكيب عرضية بركانية
٩ = بركانيات معقدة
١٠ = بركانيات محورية
١١ = صخور رسوبية ونهرية ميوسين للحقب الرباعي

+٨٠٠ متراً إلى أكثر من –١٠٠ متراً فى دللول Dallol. (Mohr, 1983) يقطع هذه المنطقة ذات الارتفاع المنخفض عدد من البراكين الدرعية Shield Volcanoes العالية طبوغرافياً.

توجد فى الأرض المنخفضة من عفار صخور بركانية تعود إلى العهد البليوسينى Pliocene وصخور بركانية أصغر عمراً، ومن خلال التكامل بين البيانات الخاصة بظهور الصخور على سطح الأرض من المناطق الحدية المتاخمة لجبال داناكيل ألب يتضح تقسيم من ستة أجزاء للتاريخ الجيولوجى:

١– الصخور النارية والصخور المتحولة من النيوبروتيروزى .Neoproterozoic

٢–صخور بركانية من الميزوزوى Mesozoic، وأوائل العهد الثالث .Tertiary

٣– سلسلة بركانيات من عصر الأوليجوسين .Oligocene

٤–صخور بركانية من العهد الميوسينى المتزامن مع الخسف.Syn-Rift Miocene

٥–صخور بركانية من عصرى البليوسينى والبليوستوسينى المتزامن مع الخسف Syn-Rift Pliocene and Pleistocene.

٦– رواسب بحيرات وصخور بركانية من العصر الرباعى .Quaternary

٢-١-١؛ الركيزة الأساسية النيوبروتيروزوية :Neoproterozic Basement

تتكشف الصخور البركانية والصخور المتحولة من النيوبروتيروزوى من الدرع النوبى Nubian Shield فى أنحاء محيط منخفض عفار، وخلال كتل داناكيل والشبعة (الشكل ١، ٣ج)، تم تجميع هذه الصخور، وتم تقدير عمرها ٨٠٠ إلى ٦٥٠ مليون سنة أثناء إغلاق المحيط الموزمبيقى (Stern, 1994)، و (Kuky وآخرون ٢٠٠٣)، وخط التحام طبقات للأجزاء الشرقية والغربية لقارة جوندوانا مع الجبال الأفريقية الشرقية، وهذا مع الأحداث التكتونية المرتبطة بقارة جواندوانا التى استمرت حتى حوالى ٤٥٠ مليون سنة يشار إليها شيوعاً باسم الحركة البانية للجبال فى أفريقيا

Pan-African Orogney، ولكنها فى الحقيقة سلسلة من تكوينات للجبال (Kroner, 1993 ، وتتشابه صفات الصخور المكونة للركيزة Basementوتاريخها الجيولوجى من حيث تواجداتها مع التعرية الواسعة شمالاً على طول حدود البحر الأحمر (الفصل الرابع ٤-١-١).

إن التراكيب المعقدة للصخور النارية والصخور المتحولة بمنطقة عفار كما هو فى أجزاء أخرى من نظام الصدع قد أثرت على الصدع الخسفى فى فترة الثلاثى الأخير (Late Tertiary Rifting (McConnell, 1975، حيث تم تنشيط المناطق المتجهة شمالاً وجنوباً من العهد النيوبرونيروزوى فى منطقة داناكيل الشمالية مثلما حدث مع مجموعة متنوعة من التراكيب التى ترجع إلى العهد نفسه فى الجزء الغربى من منطقة عفار، وهناك أثر طويل إقليمى قديم باتجاه NNW-SSEشمال شمال غرب-جنوب جنوب شرق يشار إليه باسم فالق ماردا Marda Fault، محاذٍ لبعض المراكز البركانية التى تعود إلى البليوستوسين، والاتجاه الرئيس للبحر الأحمر، وقد اعتمد كازمين وجارلاند (١٩٧٣) على التغيرات السميكة الرسوبية بشكل أساسى فى تغيير الهضبة الأثيوبية المحيطة بالجزء الغربى من منطقة عفار بأنها حد كسرى صخرى نشط بزاوية عالية منذ العهد النيوبروتيروزوى، ومع ذلك فبذكر الميل بين الاتجاهات الرئيسة الأثيوبية وفى البحر الأحمر التركيبية والكسور الصخرية المجاورة من فترة ما قبل الكامبرى، فقد اقترح كولمان وموهر سنة ١٩٧٤/١٩٧٥ م أن التراكيب المعقدة من الصخور البركانية والصخور المتحولة كان لها أدنى تأثير على الصدع. وبذلك فإننا نعارض هذا الرأى خاصة على النطاق المحلى على أساس الملاحظات الخاصة بالبحر الأحمر التى تمت مناقشتها فى (الفصل الرابع ٤-١-١)، كما أكد موهر (١٩٧٥) أن صدع عفار لم يحدث حتى العهد الميزوزوى، وتؤيد هذه الملاحظة البيانات الصخرية الرسوبية من الجزء الجنوبى للبحر الأحمر وخليج عدن.

٢-١-٢: تتابع ما قبل التصدع Pre-Rift Sequence:

يتضح تتابع ما قبل الصدع الرسوبية بمنطقة عفار فى داناكيل ألب (الشكل ٣أ، ج)، حيث يصل القطاع المركب Composite إلى أكثر من ٤٠٠٠ متراً (Bunter et al., 1998). وأقدم الطبقات الجيولوجية بشكل عام هى طبقات الجوراسى Jurassic أو ربما الترياسى Triassic التى تعتلى الصخور المكونة للركيزة الأساسية الكريستالية مع وحدات أعلى تمتد حتى أوائل الكريتاسى Early Cretaceous. وهذا الجزء الميزوزوى يمثل دورة انغمارية-انحسارية Transgressive-Regressive يطلق عليها سلسلة أدايلو Adailo Series (شكل ٣أ). ويتكون أسفل هذا القطاع من أحجار رملية متكونة من مجرى نهرى، ومن دلتا وبحرية حافية، وتراكمات للأحجار الرملية والكونجلومبرات من حجر رملى أديجرات Adigrat Sandstone ذات سمك حوالى ١٦٠٠ متراً. وهذه الصخور تعتليها أكثر من ٢٤٠٠ متراً من الأحجار الجيرية الباثونية Bathonian إلى حجر جيرى التيثونية Tithonian Antalo Limestone (Beyth, 1972). تم ترسيب كربونات الكالسيوم فى بيئة منخفضة Low Angle Ramp مع أسطح فيضانية عديدة ودورات كثيرة من تغيرات نسبية فى مستوى سطح البحر، ثم حدثت عودة إلى الظروف القارية فى أواخر العصر الجوراسى حتى أوائل العصر الكريتاسى مع ترسيب الأحجار الرملية أمبا آرادوم Amba Aradom Sandstone المتكونة من مجرى نهرى (Merla et al., 1979). ويصل سمك هذه الصخور العليا إلى حوالى ٥٠٠ متراً، وبالهضبة الأثيوبية غرب داناكيل توجد أحجار جيرية من نوع أنتالو، وطبقات جيولوجية أقدم فى كتلة طولية منحدرة باتجاه WNW غرب شمال غرب تتقدم الأحجار الرملية من نوع أمبا آرادوم؛ ولذلك ربما تعد جزءاً من نظام التصدع الميزوزوى الذى أثر على حدود خليج عدن فى اليمن والصومال (الفصل الثالث ٣-١-٢).

يتدفق بازلت قاعدى على الحد الجنوبى الشرقى لعفار فى جبال البحر الأحمر

٥٠ كم غرب هارار، متداخلاً مع الأحجار الرملية من نوع أمبا آرادوم، وقد فسر كانوتى وآخرون (Canuti et al., 1972)هذه التدفقات بأنها من عمر أبتيان Aptian إلى سينومانيان (الكريتاسى العلوى) Cenomanian، كما لاحظ ذلك موهر (١٩٧٥)، وكان ذلك (هو أول بركان) مهم فى القرن الأفريقى منذ ما قبل الكامبرى.

وهناك كسور صخرية عديدة تقسم الطبقات الجيولوجية قبل التصدع بمنطقة داناكيل، وتستدير مناطق كتل هذه الكسور بزاوية أقصاها ٦٠° ومستويات الفوالق تميل باتجاه أفقى محلى، وهذه الدرجة من تشوه الصخور المتكونة مقارنة بالأجزاء الأكثر تمدداً من خليج السويس والبحر الأحمر، واستناداً لاعتبارات هندسية، قدر مورتون وبلاك (١٩٧٥) أن القشرة قد تم اختزالها حتى ٤٠٪ من سمكها الأصلى فى مناطق ذات استدارة ٦٠°، مما يعادل عامل المد Stretch Factor 2.5،

وتشير الأجزاء المقطعية التى قدمها مورتون وبلاك إلى أن كل هذا التوسع قد حدث بعد تدفقات البازلت فى الأوليجوسين.

يزيد سمك الأحجار الرملية من نوع أديجرات، والأحجار الجيرية من نوع أنتالو باستمرار من الغرب إلى الشرق من الهضبة الأثيوبية-الإريترية خلال داناكيل ألب باتجاه البحر الأحمر، وقد تم الاستشهاد بذلك كدليل على وجود حوض صدع Rift Basinللبحر الأحمر الأولى Proto-Red Seaمن العصر الجوراسى التى منها قد يكون أخدود ميكيلى Mekele Grabenأثر صغير. على الهضبة الأثيوبية، تتميز قمة الصخر الرسوبى الميزوزوى لما قبل الصدع بعدم توافق قذفت عليه أحجار البازلت الفيضانية الأثيوبية أو السلسلة المصاطبية .Trap Seriesويصل هذا التتابع إلى سمك حوالى ٢ كم، وتغطى حالياً منطقة حوالى ٠,٦ مليون كم٢، وقبل التآكل كان إجمالى سمك الصخور البركانية حوالى ٤ كم، وقد غطت منطقة أكبر بكثير، وقد اعتبر عمر الوحدات السفلية المصيدية بحوالى ٦٠ مليون سنة (Varet, 1978)، ولكن لم توجد بيانات تأريخية معتمدة (تتم مناقشتها فى القسم التالى)، وربما كانت أصغر

عمراً. تتداخل الرايوليت وصخور أجنمبرانيت Ignimbrites، والطف Tuffs، وترسبات نهرية، وبحيرية مع بازلت قديم. وقد استمرت هذه السلسلة من الصخور البركانية حتى آخر الأيوسين (قبل حوالى ٣٤ مليون سنة)، وأحياناً يشار إليها باسم صخور البازلت أشانجى Ashangi Baselts (الشكل ٣أ).

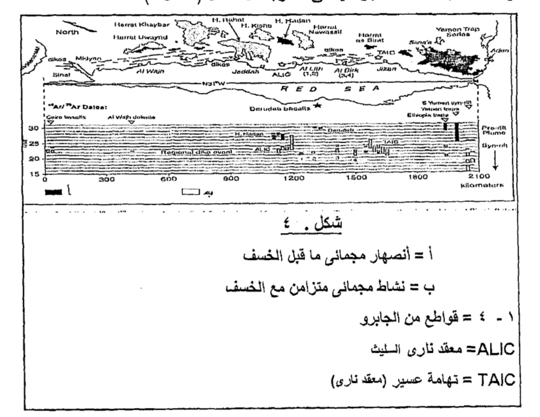
وإذا تم تحديد عمر الأيوسين لهذه الوحدات السفلية المصاطبية، فربما تعكس الآثار الشمالية للانصهار المجمائى المتصاعد Plume والمتداخل تحت الجزء الجنوبى للتصدع الأثيوبى الأساسى عند حوالى ٣٥-٤٥ مليون سنة.

٢-١-٣، التبركن الأوليجوسينى: Oligocene Plume Volcanism:

بدأت الانصهارات البركانية فى أوائل الأوليجوسين مع قذف البازلت آيبا Aiba basalt (الشكل ٣أ) (Zanettin et al., 1978)، ويفصل سهب أرضى إقليمى بين سلسلة آيبا وسلسلة أشانجى ما قبل الانصهار. وفى شمال إريتريا يتميز هذا السهل بتربة حمراء لاتريت Laterite توجد فى الوضع الصخرى الرسوبى نفسه فى اليمن (الفصل الثانى ٢-٢-٢).

واستشهد كولمان (١٩٩٣) بذلك كدليل على أن منطقة عفار قد ظلت قرب مستوى سطح البحر قبل انفجار بازلت آيبا، ويتناغم ذلك مع وجود الطبقات الجيولوجية البحرية من قبل الصدع من أوائل حتى منتصف الأوليجوسين Oligocene المعرفة فى الآبار البحرية العميقة Offshore فى منتصف خليج عدن والبحر الأحمر الإريترى (الفصل الثالث ٣-٢-١ ،والفصل الرابع ٤-٢-١)، وهذه المعلومات لا تدل على أن ما قبل آيبا المصاحبة بحركة رفع مع انصهار مجمائى فى وسط خليج عفار ذاته، حيث لم تثبت وجود التربة الحمراء اللاتريت لما قبل آيبا. كما لم تدل على حركة الرفع المتزامن مع تدفق بازلت آيبا، وقد ناقش سنجور Sengor (2001) الصعوبات المتأصلة فى الاعتماد على وجود اللاتريت للإشارة إلى الارتفاعات القديمة أو انحدار الأسطح، ومع حالات الشك وعدم اليقين حول توقيت تقبب وتمدد وتبركن مصطبة عفار. وتوصل بيرك (١٩٩٦) إلى أن الحالات الثلاث قد حدثت بشكل فورى.

وكان عمر مصاطب ما بعد أشانجى (Post Ashangi Trap)قدرت من قبل بأنه حوالى ٣٢ مليون سنة إلى ٢٠ أو ١٥ مليون سنة بناء على العلاقات الاستراتيجرافية وتواريخ (K-Arبوتاسيوم–أرجون) . كما أوضح فيرود (1991) Feraudوالقداسى Al-kadasi (1995)فيما يتعلق بالانصهار المجمائى بالصفيحة العربية، Arabian plate، والتغير المعدنى نتيجة فقد Ar40يمكن أن تجعل تواريخ (البوتاسيوم–أرجون) لا يتم الاعتماد عليها فى تحديد عمر التصلد .Solidificationوقلة الدقة فى تواريخ البوتاسيوم–أرجون (K-Ar)تم إدراكه بشكل مشابه للمصاطب الإثيوبية Ethiopian Trapsهوفمان (١٩٩٧)، بالاضافة إلى ذلك فقد تمت مضاهآت عديدة حول الأسماء التعريفية الاستراتيجرافية لصخور عفار البركانية وتناسب العلاقات الإقليمية للسلسلة المحلية، أما وسائل تحديد العمر بواسطة Ar39/Ar40الحديثة فقد نتج عنها رأى مختلف حول توقيتات الأنشطة البركانية لكل من الصفيحة العربية والصفيحة شمال شرق أفريقيا وحددت تتابعاً للأنشطة البركانية فى عفار بشكل أفضل (الشكل ٤).



شكل . ٤

أ = أنصهار مجمائى ما قبل الخسف

ب = نشاط مجمائى متزامن مع الخسف

١ - ٤ = قواطع من الجابرو

ALIC= معقد نارى السليث

TAIC = تهامة عسير (معقد نارى)

يرجع تاريخ صخور التراكيت Trachyte بالقرب من أسفل القطاع فى ديس-باتى Desi-Bati فى الهضبة الجنوبية الإثيوبية لعفار هو ٣٠,٩٢ × ٠,١١ مليون سنة (Ukstins et al., 2002)، وأقدم صخور أجينمبريت-رايوليت فى القطاع نفسه هى ٣٠,١٦ × ٠,١٣ مليون سنة، ويتواجد البازلت والأيجنمبريت على قمة الهضبة عند حوالى ٢٥,٣-٢٥ مليون سنة. هذه الأعمار توضح أن انصهار مصاطب عفار Afar Plume Traps انفجرت خلال فترة إجمالية حوالى ٦ مليون سنة. كل المصاطب البازلتية انفجرت خلال فترة قصيرة من حوالى ٣٠ إلى حوالى ٢٩ مليون سنة .(Couli et al., 2003).

حدث الانبعاث من انصهار عفار الأوليجوسين مع فيضان البازلت الحادث بدون امتداد متميز بالرغم من احتمال أن تكون قد حدثت بعض الكسور المحلية (Barberi et al., 1975).

فى الوقت نفسه مع الانصهار المجمائى فى أثيوبيا واليمن المتاخمة، يتم مناقشتها فى الفصل الثانى (٢-٢-٣) حدثت انبعاثات محلية شمالا فى شمال شرق السودان وغرب السعودية، وهذا يتطابق بشكل قوى مع المفهوم العميق للانصهار الحمضى فى درودیب فى جبال البحر الأحمر الجنوبية فى السودان (شكل ٤) انسياب الطف الفلسية Felsic Tuff والرايوليت خلال عمر ٢٩,٩ × ٠,٠٣ و٢٩,٦ × ٠,٣ على التوالى حسب قياسات (Ar39 /Ar40) الذى حدث فى ديسى-باتى. بدأت الانفجارات البازلتية فى ديرودیب قبل هذا (٣١ مليون سنة) وبشكل مناظر لمنطقة عفار.

وفى السعودية يشار إلى المراكز البركانية التى كانت معاصرة للانصهار المجمائى فى عفار باسم الحارات الأقدم التى انفجرت من الأعناق المركزية للبراكين Vents وتضمنت صخور البازلت-أوليفين بازلت، وأعظم الانفجارات وقعت فى حارات أواياند، وهدان، وسيرات (الشكل ٤) وتواريخ Ar39/Ar40 متاحة فقط بالنسبة

لكل من حارات وهدان مع ستة أمثلة تعطى أعمار من ٢٨ إلى ٢٦ مليون سنة، وقد تأثرت انفجارات الحارات القديمة بشدة بالأقواس المتجهة للشمال والجنوب (الشكل ١) المتواجدة فى تشوهات من أوائل الباليوزوى والكريتاسى المتأخر.

٢-١-٤: التبركن المتزامن مع التصدع الميوسينى: Syn-Rift Miocene Volcanism

حدث انخفاض حاد فى الأنشطة البركانية الميوسينية المتزامنة مع التصدع الحادث فى الهضبة الأثيوية من ٢٥ إلى ٢٠ مليون سنة بالرغم من حدوث نشاط عشوائى ويدل عليه صخور بركانية–فتاتية بالهضبة شمال أديس أبابا (علم كيتما) Alem Ketema يرجع تاريخها إلى ٢٣,٤ إلى ٢٠,٥ مليون سنة، وفى روبيت Rob-it بموازاة هضبة عفار الغربية يتميز التجدد البركانى بصخور أجنمبرايت يرجع تاريخه إلى ١٩,٧٦ × ٠,٠٦ مليون سنة. تداخل الجرانيت القاعدى فى صخور البريكامبرى المعقدة والحجر الجيرى الجورى وانصهار مجمائى على طول

حافات عفار .(Varet, 1978) وداخل منخفض عفار نجد الصخور البركانية الميوسينية موزعة على سلسلة أدولى Adolei ومابلا Mabla ودلها Dalha (الشكل ٣ أ، ب) وتوجد أحجار البازلت فى أدولى Adolei فى منطقة تكتونية شمال خليج تادجورا ويصعب تحديد عمر التدفقات ولكن تم تحديد القليل فقط من الأعمار التى تمتد من ٢٢ إلى ١٤,٦ مليون سنة (بواسطة K-Ar.) تمددت سلسلة مايلا العليا من التشققات المتجهة شمالا وجنوبا والأعناق Vents البركانية، وتتكون من الرايوليت أجنمبرليت وبازلت وبيومس قليل، تتراوح أعمارها من حوالى ١٤–١٠ مليون سنة، وفقاً لما ذكره باربيرى (١٩٧٥) ولكن أودين ذكر (Audin et al., 2004) أن أعمار أعمارنظيرى الارجون Ar39/Ar40 أقدم بشكل كبير (١٧ و ٢٠ مليون سنة) لعينتين من الرايوليت من منطقة على صبيح (الشكل ٣ج) وقد تآكلت قمة التتابع الرايوليتى بشدة قبل قذف سلسلة دلها Dalha التى أيضا ميزت عودة للبركانية البازلتية، أعمار سلسلة دلها بين ٨ إلى ٣,٥ مليون سنة قيس بواسطة البوتاسيوم–الأرجون (K-Ar)،

وتؤكدها أعمارنظيرى الارجون Ar39/Ar40من ٧,٧–٤,٨ مليون سنة لأربع عينات بازلتية، وسوف يتطلب الفهم الاقليمى الأكثر اكتمالا ومضاهاة البركانية لمنخفض منطقة عفار بالبركانية بالهضبة البركانية المجاورة سوف تحتاج إلى المزيد من الأعمار بواسطة أعمارنظيرى الارجون .Ar39/Ar40

إن سلسلة أدولى (ومابلا ودلها) والوحدات الميوسين المضاهية تأثرت بشدة بالكسر التمددى أثناء عملية القذف Extrusionويرجع تاريخ التمدد الرئيس وتكوين الصدع الخسفى إلى حوالى ٢٥ مليون سنة ويتزامن بشدة مع حالة التداخلات الطبقية للصخور النارية بحد البحر الأحمر من ناحية الصفيحة العربية للبحر الأحمر وبداية الترسيب التكتونى فى حوض خسف البحر الأحمر (الفصل الرابع ٤–٢–١) . وتمثل الفترة الزمنية للصخور البازلتية من أدولى المبكرة انكساراً رئيساً فى شكل ونمط الانصهار فى أثيوبيا: صخور بازلت نارية قليلة السيليكا قلوية تم استبدالها بصخور بازلت انتقالية خسفية ورايولاتية وجرانيت مرتبطة بها، يتفق التغير من البازلتية فى أدولى إلى الرايوليت فى مابلا منذ ١٤ مليون سنة مع الاصطدام الأولى بين الصفيحة العربية وأوراسيا، وهو تغير رئيس فى حركة الطبقة الإقليمية وهو بداية الصدع فى الفرع الغربى من الصدع الخسفى فى شرق أفريقيا، وبعد انتهاء سلسلة مابلا منذ حوالى ١٠ مليون سنة معاصراً للانتشار البحرى فى الجزء الغربى المركزى لخليج عدن (الفصل الثالث ٣–٣) .

إن حزاماً عريضاً بطول ٧٠ كم منكشفة فى سلسلة دلها Dalhaعلى السطح (عمرها أكبر من ٨ مليون سنة) على طول ساحل البحر الأحمر غير مشوه Undeformed بالضرورة، وعلى الجانب الأيمن من باب المندب بالقرب من مدينة المكحة Al-Mokha باليمن وصف هاتشون (١٩٩١) تدفقات بازلتية أفقية تعود إلى ١٠ مليون سنة تقبع غير متوافقة على رايوليت مغطاة يرجع عمرها إلى ١٨ مليون سنة تعادل سلسلة مابلا الموصوفة أعلاه، وهذه العلاقات تقترح بأن أقصى جنوب البحر الأحمر قد استقر فى أواخر العهد

الميوسيني حوالى (١٠ مليون سنة) وأن كل أشكال التمدد المهمة انتقلت غرباً إلى كتلة داناكيل وداخل منخفض داناكيل Danakil Depression.

٢-١-٥: التبركن فترة البليوسين-البليوستوسين Pliocene-Pleistocene Volcanism:

تغطى الصخور البركانية من فترة التبركن البليوسينى-البليوستوسينى معظم أجزاء منخفض عفار وهذه الوحدات توزع غالبا على سلسلة عفار ستراتويد Afar Stratoid Series (الشكل ٣أ، ب) هذه الصخور تشمل البازلتية والكومندايتية Comendites والهاوايايت Hawaiites مع حمم بركانية سليكاتية انفجرت من مراكز متناثرة فى الجزء العلوى من القطاع، تصل سلسلة عفار ستراتويد إلى حوالى ١٥٠٠ متر سمكاً، وأقدم التدفقات المنكشفة من هذه السلسلة ترجع إلى حوالى ٤,٤ مليون سنة أو حوالى ٧,٤ مليون سنة قيست باستخدام (البوتاسيوم-أرجون) (K-Ar) ولذلك تمتد العديد منها جنوبا حتى أواخر الميوسين، وهى تعتلى بعدم توافق مع سلسلة دلها من أواخر فترة الميوسين، أوائل البليوسين (؟). وقد يعكس التقدم العمرى للسلسلتين مشكلات فى أسلوب التأريخ باستخدام البوتاسيوم-أرجون (K-Ar) ومخططات المضاهآت المختلفة. تذكر التواريخ الأكثر حداثة من Ar39/Ar40 لأقدم تدفقات ستراتويد بازلت صومالى Somali أنها حوالى ٣-٢,٧ مليون سنة مع أجزاء أصغر من السلسلة تصل حتى ١,٨ مليون سنة، وأصغر تواريخ قيست بواسطة K-Ar من سلسلة ستراتويد هى أواخر البليوستوسينى حوالى (٠,٤ مليون سنة) كما ذكرت فى Barberi وآخرين (b1972، ١٩٧٥)، و .(Civetta et al., 1975) إذا كان صحيحاً وجود انقطاع فى بركانية استراتويد عفار-دلها عند حوالى ٥ مليون سنة فإنه يطابق إقليمياً مفهوم الانتشار المحيطى للبحر الأحمر والقفز غرباً من ٤٥ درجة شرقاً لمركز الانتشار فى خليج عدن (الفصل الثالث ٣-٣ والفصل الرابع٤-٣)، وقد اعتبر باربيرى (١٩٧٥) أن الشكل الانفجارى لسلسلة عفار

ستراتويد يمثل الانتقال من الصدع الخسفى القارى Continental Rifting إلى الانتشار المحيطى . Oceanic Spreading

٢-١-٦:جيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك

Quaternary Geology and Neotectonics:

الانسياب البازلتى مع مخاريط السكوريا Scoria Cones فى الصخور البركانية القلوية والصخور الأقل القلوية محلياً تدفقت فى منخفض عفار على مدار المليون سنة الماضية، ونتج عن هذه التدفقات كل من البراكين التشققية والدرعية من حوالى ٢٠٠ ألف سنة امتد طولها الخليج البحرى حوالى ٢٥٠ كم جنوب شرق خليج زولا الحالى وغطى مساحة بين دانكيل الالب والهضبة الأثيوبية (شكل ٣ج) . ونتج عن هذا تكوين العديد من المصاطب أو الشرفات المرجانية Coral Terraces أو ما يعرف بالشواطئ المرفوعة Raised Beaches (سعيد ١٩٦٠)، ثم ترسب جبس وهاليت فيما بعد (سوف يناقش فى الفصل السادس) .

وتبلغ أعلى الترسبات البحرية من الحقب الرباعى عند ارتفاع (حوالى ٩٠ م) استمر النشاط الخسفى خلال الحقب الرباعى على هضبة داناكيل فى ارتفاع Etra Ale وتات على وأليانا على Tat Ali، وخلال وسط عفار فى ماندا، هارارو، وماندا إناكير، وداما موضحة على (الشكل ٣ج) . وأدى صدع خسفى عند عسال إلى وصل هذه التراكيب بخليج تادجورا ليفصل كتلة داناكيل عن باقى عفار (الشكل ١، ٣ج) . ويعرض خروج البازلت على طول محاور الخسف شذوذ مغناطيسى متماثل يصل إلى ٢ A عند حوالى ٤ مليون سنة وهنا تزيد أعمار صخور البازلت بطريقة مطردة بعيداً عن محاور الخسف، واعتبر باربيرى وقاريتا أن هذا البازلت المحورى يعد بمثابة المكافئ السطحى لمراكز الانتشار المحيطى مرتبطة بفوالق تحولية Transform Fault، وبشكل مشابه قام تالونير وفاريت (١٩٧٤) بمقارنة البازلت المحورى منطقة ماكارسو، بين خسف أو تصدع عسال وخسف ماندا أناكير، مع ظهور نطاق التحول أو الانتقال المحيطية.

وقد صاحب تكوين منخفض عفار استدارة ١٣ درجة عكس عقرب الساعة لكتلة داناكيل منذ حوالى ٦-حوالى ٥ مليون سنة. وعن طريق الاستنباط اقترح سيشلر (١٩٨٠) استدارة كاملة بدرجة ٢٣° منذ بدأ الفصل بين الهضبة الأثيوبية وداناكيل (الشكل ٢)، ويفسر نموذج ذراع التدوير الخاص به الشكل الثلاثى للمنخفض وتثبيت كتلة داناكيل بأفريقيا بالقرب من خليج زولا إلى الصفيحة العربية بمنطقة باب المندب.

يعرض التصدع Faultingداخل خسف Riftsعفار المحورى كما هو مع عفار عامة حركة زحزحة صدع الميل .Dip-Slip Movementدلت بعض العلاقات الحقلية والتحاليل السيزمية على أن التصدع الخسفى الموازى لحركة صدوع المضرب Strike-Slip Faultsتضرب بزاوية بسيطة لتتمشى مع الاتجاهات العامة لتنداهو ودوبى-هائل وعسال، ومناطق الخسف النشطة الأخرى فى غرب خليج تادجورا (شكل ٣ب) .(Audin et al., 2001)تواجدت الصدوع اليمينية Dextral بينما سادت الحركة اليسرى .Sinestralتواجدت الخرباشات (Slicken Sidesالناجمة من حركة أسطح الفوالق) داخل سلاسل بازلت دالها ورايوليت مايلا ونادراً ما تواجدات داخل الستراتويد عفار. أثرت فوالق السلمية En-echelonعلى سلاسل عسال الخسفية، وأكدت على الأقل حدوث بعض من حركة زحزحة المضرب Strike Slip Movementأقل أو يساوى ٠,٧ مليون سنة وذلك فى الحقب الرباعى. ولم يلاحظ حركة مضرب عرضية Transverse Strike Slip Moveالمشابهة للفوالق الانتقالية المحيطة المتناثرة. غير أن هناك استثناءات سجلت بالقرب من أرتا Artaوذلك على الساحل الممتد إلى داخل البحر فى جد ماسكالى تيرن لكتلة الشيخ على صبيح، وعلى طول صدوع هولول وبيا-أنوت قاطعة كتلة على صبيح بفالق انتقالى شمال شرق-جنوب غرب.

ربما لا تزال الطبقات ما قبل الخسف الميزوزوى Mesozoicالمشابهة لتلك

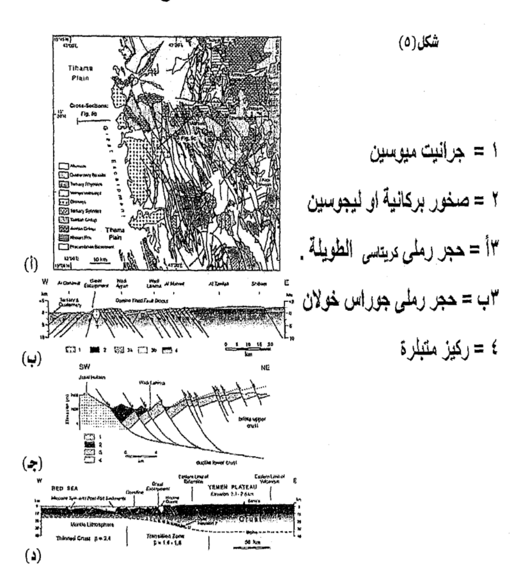
المكشوفة فى داناكيل ألبا وصخور النيوبروتيروزوية المعقدة موجودة تحت بعض مناطق مغطاه بصخور بركانية أحدث فى منخفض داناكيل، وهذه القشرة القارية منخفضة جدا ويصعب تمييزها بشكل محدد من القشرة المحيطية أو الانتقالية ومن الآراء الشائعة رأى يقول إنه -على الأقل- التنوعات البركانية المحورية الضيقة بحرية وربما مناطق أكثر عرضاً أيضاً. وتشير التفسيرات الخاصة بالجاذبية والزلزالية السيزمية إلى أن القشرة أسفل الهضاب الأثيوبية والصومالية يبلغ سمكها ٢٣-٤٠ كم وتدنو إلى أقل من ٢٠ كم فى أغلب أجزاء عفار و٦-١٠ كم بطول نطاق البركانية المحورية غرب خليج تادجورا، وزعم موهر (١٩٨٩) أن أغلب منخفض داناكيل مغطاة بقشرة محيطية كاذبة Pseudo Oceanic Crust، وأكد ماكريس وجينزبيرج (١٩٨٧) أن كل المناطق رقيقة السمك الشاذة عبارة عن قشرة قارية ممتدة باستثناء خليج تادجورا حيث تنتشر وتد من القشرة غرباً، حد الصفيحة العربية Arabian Margin.

٢-٢: حد الصفيحة العربية : Arabian Margin

يمتد نطاق انصهار عفار إلى الصفيحة العربية (المنطقة التى تقع الآن جنوب غرب اليمن (الأشكال ١ ، ٥أ، ٦ب) . يعرف الآن التاريخ الخاص بالبركانية للمصيدة البازلتية فى الأوليجوسين الأوسط فى اليمن بالتشابه القوى بأثيوبيا عقب بدء التمدد البحرى بعيداً عن ساحل إريتريا فى فترة الأوليجوسين المتأخرة (مناقشة من الفصل الرابع ٤-٢-١) . كانت تكتونية الخسف بالبحر الأحمر متراكبة على سطح البازلت المنساب متصلة بصدع خليج عدن الحديث وانقسام عفار إلى جزئين.

يتسم حد الصفيحة العربية فى اليمن بوجود مسطح ساحلى ممتد واسمه تهامة Tihama(الشكل ٥أ، ٦ب) محاطاً من جهة الشرق بالهضبة العظمى Great Escarp-mentعلى حافة الهيالاندز اليمنية، ويصل مسطح تهامة حتى ٤٠ كم عرضاً، ويتجه شمالاً وجنوباً، ويرتفع بدرجة خفيفة من البحر الأحمر حتى حوالى ٢٠٠ متر ارتفاعاً

عند قدم الهضبة العظمى التى تمتد لما يزيد عن ١٠٠٠ كم من اليمن إلى جنوب السعودية، وترتفع بشكل غير متوقع من ٢٠٠ متراً إلى ارتفاعات تزيد عن ١٠٠٠ متر. ترتفع المرتفعات Highlandsاليمنية إلى أكبر من ٢ كم فوق مستوى سطح البحر مكونة هضبة كبيرة بمحاذاة الحد الشرقى من النظام الخسفى للبحر الأحمر، أقصى ارتفاع للهضبة ٣٦٦٠ متراً فى جبل النبى شعيب غرب صنعاء (الشكل ٥أ) يغطى مسطح تهامة أساساً ترسيبات غرينية حديثة ونهرية مع سطوح متكاشفة من بلوكات صدعية مائلة من خسف البحر الأحمر وتداخل الملح الميوسينى.



شكل(٥)

١ = جرانيت ميوسين

٢ = صخور بركانية او ليجوسين

٣أ = حجر رملى كريتاسى الطويلة .

٣ب = حجر رملى جوراس خولان

٤ = ركيز متبلرة

تتميز الارتفاعات اليمنية على طول حد خسف البحر الأحمر بسطوح من الصخور النارية والمتحولة النيوبروتيوزوى وطبقات الرسوبية الميزوزوى، صخور بركانية أوليجوسينية، صخور رسوبية من الحقب الثالث، صخور رسوبية خسفية أوليجوسين–ميوسين، قواطع وجرانيت ورواسب بليوسين إلى الحديث (شكل ٣أ، ٥أ) سوف تناقش لمنطقة جنوب غرب اليمن ٦ فترات تكتونوستراتجرافية، هى:

١– صخور الركيزة الأساسية المعقدة البريكامبرى.

٢– تتابع الميزوزوى ما قبل الخسف.

٣– بركانيات سلسلة الأوليجوسين ما قبل الخسف المتزامن.

٤– نهاية الأوليجوسين إلى الميوسين.

٥– رواسب البليوسين–البليوستوسين المتزامن مع الخسف.

٦– جيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك.

٢-١-١: الركيزة الأساسية البريكامبرية Precambrrian Basement:

تتشابه الصخور المعقدة ما قبل الكامبرية للحد اليمنى من البحر الأحمر مع مثيلاتها فى الدرع النوبى النيوبروتيروزوى للهضبة الإثيوبية وداناكيل ألبا (القسم ٢–١–١)، وقد سمحت الدراسات الجيوزمنية بتقسيم فرعى للقاعدة اليمنية لما قبل الكامبرية إلى ستة تضاريس بين صخور النيس Gneiss المتحولة لأوائل فترة ما قبل الكامبرية والجزر القوسية .Island arcs مع نيوبروتيروزوية متراكمة معاً أثناء تكوين الجبال الأفريقية Pan African Orogeny، وتفيد البيانات الخاصة بالنظائر المشعة Neodymium Isotopic Data بأن حداً من الطبقة الخارجية للقشرة الأرضية Lithospheric النيوبروتيروزوية يجرى خلال اليمن ليفصل القشرة الأقدم من جهة الشرق (أرض عفيف) ذات أعمار ٢,١ Ga، عن الأعمار النيوبروتيروزوية غرباً (Stern, 2002)، وقد فسر هذا الحد بأنه يفصل شرق جواندوانا عن غربها.

صخور القاعدة المكشوفة فى الجدار السفلى للصخور من الهضبة العظمى Great Escarpmentفى الجزء الشمالى من الحد اليمنى. تفسر بأنها استمرار لتضاريس عسير بالمملكة العربية بالسعودية وتتكون من صخور النيس المطوية مخترقة ببلوتونات Plutonsتكتونية متأخرة ولاحقة مع قواطع قاعدية ما قبل وبعد التكتونية المتوسطة. وربما يكون قد تم تكوين سهب عسير أثناء تكون سابق للجبال الأفريقية Pan-Africa Orogeny (900-700مليون سنة)، وتبع بالتالى تشوه لاحق من تكون جبال نابيتاح Nabitah Orogeny (690-590مليون سنة ثم امتد بقشرة خفيفة وتداخل قواطعى Dikeفى (٦٠٠–٥٠٠ مليون سنة).

٢-٢-٢: تتابع ما قبل التصدع Pre-Rift Sequence:

إن التتابع الطبقى ما قبل الخسف فى حدود البحر الأحمر اليمنية (الشكل ٣أ) تشبه ما هو فى إريتريا وإثيوبيا ولكنها أكثر رفعاً لتصل إلى حوالى ١٢٠٠ متراً (Beydoun, 1964)، وفى أسفل القطاع طفل أكبر البرمى Permian Akbra Shaleتعتلى بعدم توافق صخور الركيزة وتصل حتى ١٣٠ متر سمكاً، ويتكون القطاع أساساً من طفل رمادى زلطى وغرين من أصل نهرى–ثلجى مشابه للتابع الغربى الجنوبى لحد البحر الأحمر (الفصل الرابع ٤–١–٣). القطاع العلوى الميزوزوى يشكل دورة انغمار–انحسار مثلما هو فى داناكيل (الفصل الثانى ٢–١–٢). وتمثل قاعدة الدورة الأحجار الرملية الخولانية Kholan Sandstoneالجوراسية الأدنى مضاهاة بصخور الحجر الرملى أديجرات Adigrat Sandstone(شكل ٣أ)، وتصل إلى ١٥٠ متر سمكاً، وتتغير من السمة القارية فى قاعدتها إلى السمة البحرية بالقرب من القمة، يعتلى الحجر الرملى بمجموعة أمران Amran Groupمن الجورى مضاهاة إلى العلوى–المتوسط حجر جيرى أنتالو Antalo. فى اليمن الغربية يظهر أمران Amranفى الفترة الكالوفيان Callovianإلى التيثونانية المبكرة Early Tithonianويتكون من ٤١٠–٥٢٠ متراً من الحجر الجيرى الكتلى مع تداخل من الطفل. توضح قمة مجموعة أمران دليل على

الظهور ويكون غير متوافق ويسفل ١٥٠-٤٠٠ متراً من حجر رملى خشن لمتوسط ذى تقاطع كاذب من مجموعة طويلة Tawilah Group (شكل ٣أ) . عمر مجموعة الطويلة هو الكريتاسى المتأخر إلى الأيوسين أو الجورى المتأخر إلى الأيوسين (Al-Subbary et al., 1994). ترسبت مجموعة الطويلة فى بيئات قارية نهرية وربما يمكن مضاهاته مع الجورى المتأخر إلى الكريتاسى المبكر لتكوين أمبا آرادام Amba Ar-adam Formation لأثيوبيا وإريتريا (قسمى ٢-١-٢، ٤-١-٣) . فى الجزء العلوى من مجموعة الطويلة وتكوين ميدج-زير Medj-Zir Formation تشمل حجر رملى بحرى ضحل مع فورامينفرا بحرية من عصر الباليوسين Paleocene وهذه الطبقات تضاهى مع تكوين أوسفان Usfan Formatin المتوسط لمنطقة جدة Jeddah (لفصل الرابع ٤-١-٣) . تتميز قمة قطاع الطويلة بتربة قديمة Pleosols وفيركريت Ferricrete لتدل على التعرية اللاتريتية Lateritic Weathering التى تسبق ترسب سلسلة بركانيات الأوليجوسين اليمنى التى تعتليه. هذه اللاتريت تضاهى لاتريت البازلت لما قبل إيبا Pre-Aiba للهضبة الأثيوبية (شكل ٣أ، الفصل الثالث ٣-١-٢) . ولا يوجد دليل على تقبب الحد اليمنى قبل أو أثناء تدفق بركانيات اليمن.

٢-٢-٣: التبركن الاوليجوسيني ما قبل التصدع: Pre-Rift Oligocene Plume Volcanism

أدت الحركة البركانية لما قبل الخسف على الحدود اليمنية قطاع أقل من ٣ كم من البركانية البازلتية فى فترة زمنية قصيرة بين ٣١ مليون سنة و٢٩ مليون سنة, وكانت بداية البركانية البازلتية فى اليمن من حوالى ٣٠,٩-٣٠,٥ مليون سنة معاصرة للبركانية فى إثيوبيا ,وتميزت البركانية السيليكاتية بكميات هائلة من صخور أجنمبرايت بدأت فى اليمن بعد ذلك حوالى ٢٩,٩ مليون سنة واستمرت حتى حوالى ٢٦ مليون سنة (الشكل ٤) .(Couli et al., 2003)

أسفل المجموعة البركانية اليمنية يشار إلى وحدة جيهاما Jihama Member ويتكون من الغبار البركانى والطف البلورى. يتوافق الحد مع تكوين ميدج-زير من الجزء

العلوى لمجموعة طويلة ولكن لا يتزامنا ,ويوضح أنه لا يوجد تشوه مميز أو حدوث حركة رفع خلال هذا الوقت عند الجهة الشرقية من الهضبة العظمى للبراكين اليمنية تقطع وتدور بفوالق عادية عديدة (الشكل ١٥أ) . هذا القطاع يعتلى بعدم توافق مميز يمتد من حوالى ٢٦ إلى ١٩ مليون سنة. لذلك بدأ الخسف فى الأوليجوسين المتأخر أو الميوسين المبكر.

باستثناء التداخلات الطبقية للصخور النارية التى يتم مناقشتها أدناه والأجسام البلوتونية الصغيرة مثل مجما جابرو-سيانيت بالقرب من داحالا Dahala جنوبى اليمن عمرها حوالى (٢١-٢٢ مليون سنة) . هناك دليل بسيط على البركانية البازلتية ذو الخسف المتزامن فى الميوسين المبكر على حد البحر الأحمر من جهة اليمن عاكساً حركة اليمن بعيداً عن بؤرة انصهار عفار فى أثيوبيا ,ومع ذلك توجد أجسام جرانيتية قلوية هائلة يرجع تاريخها إلى حوالى ٢١ مليون سنة تنكشف على طول الهضبة العظمى وداخلياً Inland جبل صابر بالقرب من تعز Taiz تدل كيميائيتها على أصل القاعدى للصهير خلال التبلور النوعى للصهير القاعدى .Fractional Crystallization

تظهر صخور جرانيتية داخل القشرة القارية الممتدة على طول البحر الأحمر, وجرانيت مماثل وجد بالقرب من الحافة الشرقية للهضبة الأثيوبية وقد تكون بالأهمية نفسها.

٢-٢-٤: الخسف المتزامن نهاية الأوليجوسين-الميوسين: End Oligocene to Miocene Syn-Rift

توجد وحدات الترسيب متزامنة مع الخسف من الحدود اليمنية للبحر الأحمر فقط بعيدة عن الساحل Offshore ومعروفة من الآبار الكشفية وتفيد بيانات الانعكاس الزلزالية Reflection Seismic لأكبر من ٨ كم من الصخور السيليكية الحديثة الميوسينى مع تداخلات من المتبخرات توجد فى عدد من المراكز الزلزالية على طول حد الخسف ,ويتم مناقشة تفاصيل الصخور الرسوبية لما بعد الخسف بالحدود اليمنية مع بقية أجزاء البحر الأحمر فى الفصل الرابع (٤-٢) . على الشاطئ On Shore صخور الركيزة البريكامبرى تقطع طبقات ما قبل الخسف ومجموعة البركانية اليمنية

بقواطع مافية Mafic(حديدومغنيسية) وفلسية(فلسبارات وسيليكا) عديدة ذات اتجاهات إقليمية آخذة الشمال والشمال الغربى-الجنوب الجنوب الشرقى إلى الشمال الغربى-جنوب شرقى، وغالباً ما تكون القواطع Dikesمتغيرة بصورة ملحوظة. يضرب اثنان من القواطع باتجاه شمال ٦٠° غرب من الجزء الجنوبى للإقليم البركانى اليمنى (منطقة ردفان) ذات أعمار ٢٥,٤ ± ٠,١ مليون سنة قيست بواسطة البوتاسيوم-أرجون، كما تم تحديد أربعة قواطع أخرى من التداخلات الطبقية للصخور النارية: ٢٠,٦ ± ٠,٥ مليون سنة (شمال-جنوب) 0.6 ± 18.5 ,مليون سنة (شمال وجنوب) ١٨,٢ ± ٠,٥ مليون سنة (شمال ٦٠° غرب) ١٦,١ ± ٠,٩ مليون سنة (شمال ٦٠° شرق) ومن هذه البيانات توصل زومبو (1990) Zumboإلى أنه لا يوجد تغير واضح فى منطقة الضغط أواخر الاوليجوسين إلى أوائل الميوسين. وفى جنوب المملكة العربية السعودية يتجه نظام القواطع Dikesشمال شمال غرب-جنوب جنوب شرق ويرجع تاريخها إلى ٢٤, ٢١ مليون سنة (الشكل ٤) (الفصل الرابع ٤-٢-١). وعن طريق التكامل بين تحليلات القواطع وحركية الكسور على النطاق الصغير استنتج هاتشون (1991) Huchanإلى تمدد ضعيف مبكر شرق-غرب معاصر للحركات البركانية اليمنية الاوليجوسينية أعقبها فى الفترة الميوسينية تمدد شمال شرق-جنوب غرب مسئول عن تصدع وميل بلوكات البحر الأحمر، كما تمت ملاحظة التمدد المتجه شمال-جنوب وكان يرجع إلى تأثير خسف خليج عدن. إن التصدع على طول الخسف اليمنى وفى الكتل المتصدعة المكشوفة فى سهل تهامة Tihamaعلى شكل دومينو مع صدوع رئيسة تبعد بمسافة ١-٥ كم (جنوب غرب أو شمال شرق) متصلة عن طريق مناطق إيواء أكثر منها فوالق انتقالية مميزة. تميز تراكيب السهل الساحلى وبعيداً عنه حافة الخسف بانتشار ملح الهاليت Haliteأواسط وأواخر الميوسين. تميز الهضبة العظمى الحد الشرقى من سهل تهامة وتكونت فى بعض المناطق بمصاطب تصدعية مائلة وفى الآخرى بتداخلات جرانيت حيث يتواجد على طول حد الخسف. تم حساب عوامل التمدد للحدود اليمنية على الساحل

(بيتا=١,٦-١,٨ باستخدام الشكل الهندسى لاستدارة الكتل المتصدعة (الشكل ٥ب، ج)، وتوضح بيانات الزلازل عبر مسطح تهامة وفى عمق البحر تصدعاً مميزاً يميل باتجاهه ويعلوه الملح، يغطى فوالق خسفية مشابهة لشكل الدومينو، وقرب خط الساحل توجد أشكال ملحية ظاهرة مصاحبة لطيات محدبة ناتجة عن نطاق مغطى، وباستخدام بيانات الجاذبية قدر ماركيس (١٩٩١) عوامل (للمد بحوالى ٢,٤ فى منطقة أعماق هذا الحد (شكل ٥ج) .

٢-٢-٥: رواسب البليوسين-البليوستوسين المتزامن مع الخسف أو التصدع:

تواجدت رسوبيات من البليوسين والبليوستوسين فى الآبار العميقة بساحل غرب اليمن ,وفى نهاية الميوسين وفى البيلوسينى تكونت طبقة من كربونات الكالسيوم البحرية المنتشرة على نطاق واسع خارج الساحل ذات جاذبية بيواستراتيجرافية متصلة بالمحيط الهندى ,ويتنوع سمك هذا القطاع من حوالى ٥٠٠ متراً فى الآبار العميقة البعيدة إلى أقل من ١٠٠ متر فى الآبار العميقة القريبة، وتوضح الآبار الساحلية تتابعات رملية وطفل وتتابعات نهرية من البليوسين.(Heaton, et al., 1995)

٢-٢-٦: الحقب الرباعي والنيوتكتونيك: Quaternary Geology and Neotectonics

لا يزال إقليم البحر الأحمر اليمنى نشطاً من الناحية التكتونية والزلزالية والبركانية على الهضبة اليمنية داخل ارتفاع حد الخسف ,تقع براكين قلوية من الحقب الرباعى بجزر هاينش وزبير فى المياه العميقة وفى حقل جيزان البركانى على المسطح الساحل بالإضافة إلى حقل حمدان بالجزء الشمالى من حد الخسف (Volker et al., 1997).

الفصل الثالث

٣- خليج عدن Gulf of Aden

ويبدو أن الخسف القارى Continental Rifting فى خليج عدن يسبق مثيله فى البحر (الدليل سوف يناقش فى الفصل الثالث ٣-٢-١ والفصل الرابع ٤-٢-١) الانتشار المحيطى Oceanic Spreading أكثر تطوراً مما فى البحر الأحمر, حيث يرتبط مركز الانتشار Speading Center مباشرة بالنظام العالمى لحدود الصفيحة المحيطية عبر حيد شبعة Sheba Ridge ويتقطع مركز الانتشار بفوالق انتقالية أو تحولية شبعة (شكل ١٠)؛ ولذلك فإن الحركية النيوجينية الأخيرة Late Neogene لحد هذه الصفيحة مفسرة لهذا بشكل أفضل من مثيلاتها بالبحر الأحمر.

ينحرف الاتجاه العام لخليج عدن من شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب ENE-WSW إلى حركة النسبية للصفيحة العربية Arabia Plate فيما يتعلق بأفريقيا كما دلت عليه خرائط الأعماق للأنطقة الصدعية (شكل ١) . ولذلك حظى السبب فى توجيه هذا الخسف باهتمام مقبول ,ومن المعروف أن مركز الانتشار قد انتشر تجاه عفار أثناء طوره المحيطى فى حين لا يعلم إلا قليل عن تاريخها القارى المبكر,وقد تم حفر آبار استكشافيه قليلة فى خليج عدن مما تم فى البحر الأحمر وخليج السويس ,وبالتالى فالتحكم فى العمر الميكرو-باليونتولوجى Micro-Paleontology كان أقل مما يجب.

وسوف نناقش تاريخ خليج عدن على مدار أربع مراحل هي:

١- إعداد ما قبل الخسف . Pre-Rift Setting

٢- الخسف القارى فى الاوليجوسين والميوسين Oligocene - Miocene - Continental Rifting.

٣- بداية انتشار قاع المحيط فى الميوسين Miocene Initiation of Seafloor Spreading .

٤- الانتشار غرباً حتى خليج تادجورا West Ward Propagation of Spreading to the Gulf of Tadjoura.

٣-١: الوضع ما قبل التصدع Pre-Rift Setting:

بشكل مشابه لحد البحر الأحمر Pre-Rift Setting اليمنى تتكشف وحدات صخرية من العهد الآركى Archean «حتى العهد الحديث Recent» على طول الحدود لخليج عدن اليمنية الصومالية (الشكل ٦أ، ب).

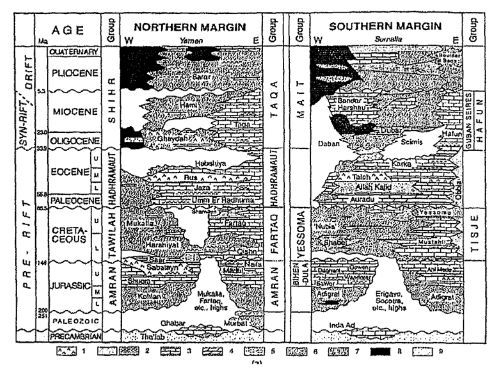
وتعد الصخور الرسوبية لما قبل الخسف أكثر أهمية وتعد الوحدات البركانية الحادثة فى وقت الخسف نفسه .Syn-Rift منطقة أقصى غرب الخليج والانصهارات البركانية المرتبطة بها تعد أقل شيوعاً. بالإضافة إلى الركيزة الأفريقية من العهد النيوبروتيروزوى لتراكيب الخسف الميزوزوى كظاهرة مهمة لما قبل السينزوى Pre-Cenozoic لهذا الحد.

٣-١-١: الطبقات الكراتونية للركيزة الأساسية الباليوزوي والميزوزوي

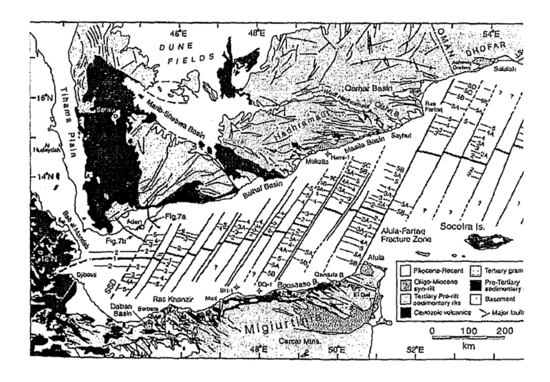
Basement and Paleozoic-Mesozoic Strata:

تشابه الركيزة المتبلرة لحدود خليج عدن الركيزة المكشوفة على طول البحر الأحمر ,مكونة خليطاً من أراضى أركية وبروتيروزوية أثناء تكوين جبال أفريقيا- الينوبروتيروزوى، ومن السمات المهمة التركيبية لأنطقة الفوالق المتجهة شمال غرب- جنوب شرق (الشكل ٦ب). وقد تكونت هذه الصدوع كتراكيب مضرب Strike-Slip متأخرة فى الدورة الأفريقية Pan African Cycle، وتعد عناصر لنظام صدع نجد Najd التى تطورت بقوة فى الدرع العربى Arabian Shield(الشكل ١) يناقش باستفاضة فى (الفصل الرابع ٤-١-١).

الصخور الرسوبية الباليوزوية Paleozoic مفقودة من حدود الصومال واليمن على خليج عدن. تآكل سطح الركيزة واستوت أرضها وربما تكون هذه المنطقة قد ظهرت عبر المرحلة الباليوزية واستمر التآكل حتى العهد الترياسى Triassic وتغطى


AGE
NORTHERN MARGIN
SOUTHERN MARGIN
Group
Yemen
Somalia
QUATERNARY
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGOCENE
EOCENE
PALEOCENE
CRETA-CEOUS
JURASSIC
PALEOZOIC
PRECAMBRIAN
SYN-RIFT, DRIFT
PRE - RIFT
SHIHR
TAQA
MAIT
HADHRAMAUT
TAWILAH
FARTAQ
AMRAN
YESSOMA
TISJE
HAFUN
Baram
Hami
Taqa
Ghaydah
Habshiya
Rus
Jeza
Umm Er Radhuma
Mukalla
Fartaq
Harshiyat
Qishn
Saar
Sabatayn
Naifa
Madbi
Shuqra
Kohlan
Ghabar
Murbat
Tha'lab
Bandar Harshau
Dubar
Daban
Scimis
Hafun
Karkar
Taleh
Allah Kajid
Auradu
Nubia
Gumburo
Mustahil
Adigrat
Erigavo, Socotra, etc., highs
Inda Ad

شكل (٦أ)


DUNE FIELDS
OMAN
DHOFAR
Salalah
Qamar Basin
Wadi Hadhramaut
Qishn
Ras Fartaq
Hadhramaut
Marib-Shabwa Basin
Tihama Plain
Masila Basin
Sayhut
Mukalla
Balhaf Basin
Aden
Fig.7a
Fig.7b
Bab al Mandab
Djibouti
Socotra Is.
Alula-Fartaq Fracture Zone
Alula
Bossaso
Ras Khanzir
Daban Basin
Berbera
Migiurtinia
Carcar Mtns.
Pliocene-Recent
Oligo-Miocene syn-rift
Tertiary Pre-rift sedimentary rks
Cenozoic volcanics
Tertiary grani
Pre-Tertiary sedimentary
Basement
Major fault
0 100 200 km
46°E
48°E
50°E
52°E
54°E
16°N
14°N
12°N

شكل (٦ب)

وحدات الركيزة بعدم توافق كوهلان (اليمن) من أدنى إلى منتصف العهد الجوراسى وتكوين أديجرات (الصومال) والكونجلوميرات والأحجار الرملية والمارل وأحجار جيرية وأمران من منتصف إلى أعلى الجوراسى (اليمن) وبيهن-دولا Bihen-Dula (الصومال الغربية) وأهل ميدو /Ahl Medoالصومال الشرقية (شكل ٦أ) ومجموعة مارل وحجر جيرى. مجموعة (مجموعة تدل على تقدم البحر) الطويلة الكريتاسى المعتلى بعدم توافق مجموعة تدل على تقدم البحر (اليمن الغربى) ,Sikamder) ,Beydoun, 1992)فارتاك (اليمن الشرقى) ,دحلاقوت (دحو فار عمان) , جيسوما (الصومال الغربية) مجموعات تتكون من حجر رملى نهرى فى الغرب (قسم ٢-٢-٢). ولكن تبادل معه شحنات كربوناتية وفتات بحرية فى الشرق. هذا التوزيع السحنى ناتج عن تأثير إقليمى للانتشار الحادث فى المحيط الهندى إلى الشرق أثناء الكريتاسى.

تستمر القشرة القارية شرقاً من ألولا Alula وكيب جوارد فوى Cape Gwardafuy إلى جزيرة سكوترا Socotra Island، وتعتلى الركيزة هنا بحجر رملى كريتاسى وحجر جيرى وتبعه بحجر جيرى باليوسينى وأيوسينى.

ويتميز الحد الجنوبى الشرقى لرصيف سكوترا Socotra Platform بفالق رئيس شمال شرقى مع قشرة محيطية تعتلى بقطاع رقيق من الفحم الرسوبى المتواجد ناحية الجنوب. حيث تتكشف صخور جرانيت ما قبل الكامبرية والصخور البركانية الرسوبية الفتاتية Pyroclastic والجابرو والتداخلات ما قبل القلوية Pre-Alkaline الكريتاسى تعقبها أحجار جيرية من العهد البليوسينى والأيوسينى يتميز الحد الجنوبى الشرقى لمرصف سكوترا بكسور تجاه الشمال الشرقى مع قشرة بحرية يعتليها قطاع رفيع من الصخور الرسوبية الواقعة فى الجنوب .(Bott, et al., 1992)

٢-١-٣التصدع الميزوزوي Mesozoic Rifting:

تأثرت حدود اليمن والصومال على خليج عدن بأطوار مهمة عديدة من

الخسف القارى من الميزوزوى Mesozoic Rifting(الشكل ١، ٦ب) . فى غرب ووسط اليمن تتجه أحواض ماريب شابوا شمال غرب-جنوب شرق منشطة لصدوع اتجاه نجد Najdوأحواض كيشن وجيز-كامار ومن جهة الشرق والغرب بدرجة أكبر. والقطاع الاستراتيجرافى فى ماريب شابوا يرجع إلى أواخر العصر الجوراسى ,وفى الجزء الشرقى من شابوا توجد أيضاً صخور الكريتاسى المبكر. وتسود فى بلهاف وأحواض سايحوت والصخور الترسيبية الخسفية المتزامنة فى جيزا قمر تعود إلى العصر الكريتاسى ,وفى الجزء الشمالى الصومالى توجد بقايا منكشفة من أحواض عديدة متجهة غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق بصخور من العصر الجوراسى وأوائل الكريتاسى مع الخسف المتزامن (الشكل ٦ ب) .

وهذه الصخور تم الحفاظ عليها بأفضل شكل بشرق وجنوب رأس خنزير Ras Khanzirفى Berbrea basinحوض بيربيرا أو خسف نوجال Nogal-Rift,كانت أحواض بيربيرا وبلهف متاخمة فى تشكيل الصفيحة فى ما قبل الأوليجوسين.

كان الخسف لمنطقة خليج عدن أواخر الجوراسى يشكل جزءاً من انفصال قارة جواندوانا التى بدأت فى البيرمى ,كما توجد أشكال خسفية من العهد الجوراسى فى السودان وكينيا وهذا هو الوقت الخاص بانفصال بين مدغشقر وأفريقيا (حوض الصومال) . أثناء أوائل الكريتاسى انتشر الخسف خلال أجزاء كبيرة من أفريقيا وفى أواخر الكريتاسى (حوالى ٨٠ مليون سنة) بدأت الصدوع العرضية Transcurrent Faulting بين الهند ومدغشقر .(Bosowrth et al., 2005)

فى أواخر الثلاثى Tertiary أدى خسف أو تصدع خليج عدن إلى تنشيط العديد من الصدوع الخسفية فى الميزوزوى مما يساعد على التحكم فى تشكيل الانفصال الأولية للحد، ويلاحظ هذا فى البيانات الزلزالية حيث تحد الكسور الخسوف الميزوزوية قاطعة خلال الصخور الرسوبية الأوليجوسين-الميوسنى المتزامنة مع الخسف (شكل ٧) . ويتميز الحد الجنوبى لخليج عدن (شاملة رصيف سوكترا) أكثر

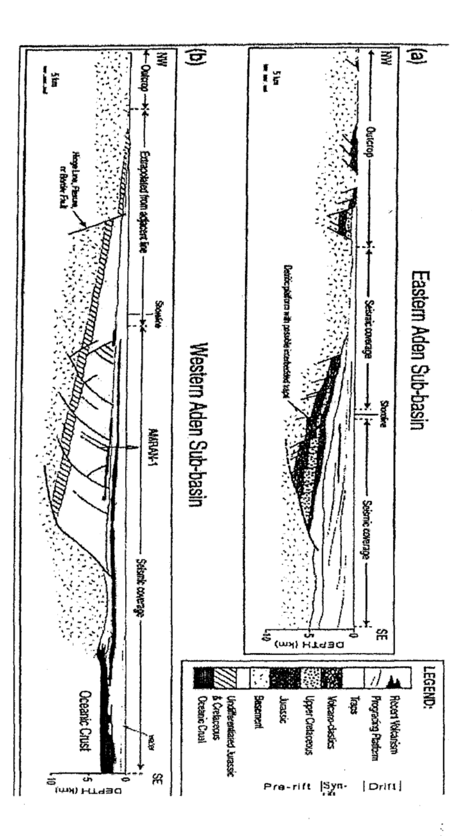
اتساعا من حافتها أو حدها الشمالى (شكل ٦،١ب). وعزى عدم التماثل هذا إلى التركيب الخسفى الميزوزوى.

٣-١-٣: طبقات ما قبل التصدع السينوزوي: Cenozoic Pre-Rift Strata

توزع طبقات الباليوسين والأيوسين فى شرق اليمن ودهوفار وعمان على مجموعة حضرموت التى تتكون من أحجار جيرية ومارل وجبس ويصل أقصى سمك لها إلى حوالى ١٧٧٠ متراً (الشكل ٦أ) والطبقات الوحيدة المكافئة على طول حدود اليمن على البحر الأحمر هى طبقات الحجر الجيرى البحرية الضحلة من تكوينات ميدج-زير Paleocene Medji-zir Formation الباليوسينى (الفصل الثانى ٢-٢-٢) والاتصال بين حضرموت ومجموعات طويلة دحالقت Tawilah-Dahalqut الكريتاسية التى تسفلها يفسر على أنه عدم توافق أو تباين .Discomformable فى الصومال يتكون الباليوسين من تكوين أورادو Auradu Formation يتكون من الأحجار الجيرية المترسبة من ماء ضحل (الشكل ٦أ) وتتكون الطبقات التى تعتليها طبقات سميكة من الأيوسينية من تكاوين تالح، وكاركار، من كربونات كالسيوم، وطفل، وجبس، وحجر رملى. تصبح طبقات الباليوسن والأيوسين لحدود خليج عدن بشكل عام سميكة وذو سحنات حوضية من جهة الشرق، مما يعكس هبوطاً متواصلاً بموازاة حد أو حافة المحيط الهندى، ويصل تكوين عمود الطبقات الباليوسينى والأيوسينى فى ميجورتينيا فى شمال شرق الصومال (الشكل ٦ب) إلى حوالى ١٠٠٠ متر .(Fantozzi & Sgavetti, 1998)

٣-٢: الخسف القاري الأوليجوسينى-الميوسينى Oligocene-Miocene Continental Rifting

إن أفضل تكشفات لطبقات مع الخسف المتزامن بخليج عدن فى اليمن وجدت فى المنطقة الساحلية لحضرموت وفى أحواض بلحف وماسيلا وقشن وشرق قمر (الشكل ٦ب). كما وجدت تكشفات جيدة فى أخدود أشواق Graben Ashawq لمنطقة دهوفار بعمان (الشكل ٦ب). وفى الصومال توجد قطاعات أكثر اتساعاً على


(a)
Eastern Aden Sub-basin
NW
SE
Outcrop
Seismic coverage
Shoreline
Seismic coverage
DEPTH (km)
0
5
10
5 km
(b)
Western Aden Sub-basin
NW
SE
Outcrop
Extrapolated from adjacent line
Shoreline
AMRAN-1
Seismic coverage
Oceanic Crust
DEPTH (km)
0
5
10
5 km
LEGEND:
Recent Volcanism
Prograding Platform
Traps
Volcano-clastics
Upper Cretaceous
Jurassic
Basement
Undifferentiated Jurassic & Cretaceous
Oceanic Crust
Pre-rift
Syn-
Drift

شكل ٧

طول الحد خاصة فى أحواض بوساسو والأحواض المتصلة بما فى ميجيو رتينيا فى أقصى الشمال الشرقى (الشكل ٦ب). ووجدت تكشفات رأسية كاملة فى حوض دابلن فى شمال غرب الصومال.

٣-٢-١: بداية الخسف Rift-Initation:

عندما بدأ الخسف القارى على طول خليج عدن كان أمراً معروفاً تقريباً، وفى اليمن توزعت الرواسب المتزامنة مع الخسف على مجموعة شحر Shihr Group، وترجع بشكل عام إلى الأوليجوسين والميوسين، وعلى ساحل اليمن تفسر أسفل القطاع (Rupelian)بحوالى ٣٣,٩-٢٨,٤ مليون سنة ومع ذلك لم ترد بيانات تأريخية أو حفرية أخرى، سميت هذه الطبقات فى دهوفار بتكوين أشواك Ashawaq Fm وينقسم تكوين أشواق إلى جزأين: عضو شيزار لما قبل الخسف

وعضو نخليت Nakhlait Member (Roberston & Bamakhalif, 1998) المتزامن مع الخسف والتوزيع العمرى لهما غير دقيق حسب على أساس تواجدات الفورامنيفرا، ولكن إذا كان شيزار فعلاً قبل الخسف ثم بدأ الخسف حوالى ٣٣,٩ مليون سنة وليس بعد حوالى ٢٨,٤ مليون سنة، وعلى ذلك فبعض الباحثين يدرجون عضو شيزار وتكوين زالومة Zalumah Fm (Priabonian) على أنها متزامنة مع الخسف، كما أن الطبقات المتزامنة مع الخسف تكون معروفة فى الآبار الاستكشافية العميقة فى منتصف خليج عدن (الشكل ٦ب) وهذه النتائج متطابقة مع ما هو معروف الآن من الصخور المكافئة الموجودة على سطح الأرض فى اليمن وعمان إذا سلمنا بأن عضو شيزار من تكوين أشواك قد حدثت قبل الخسف.

ترجع الطبقات المتزامنة مع الخسف فى شمال الصومال إلى الاوليجوسين القارى ورواسب البحيرات لتكوين سيميس Scmisوسكوشبان Scushuban المشار إليهما بسلسلة دابان .Daban Series ترسبت هذه الوحدات فى أحواض صدعية وغير متوافقة معتلية كربونات كاركر Karkar فى الأيوسين المتأخر أو قطاع ما قبل

الخسف القديم فى أحواض بوساسو Boosaaso وكاندالا Qandala طبقات. تحوى الطبقات Austrotrillina Asmariensis (٢٣- حوالى ٣٣,٩مليون سنة) من (الروبيليان-شاتيان) (حوالى ٣٣,٩ - حوالى ٢٣ مليون سنة) توجد كسور داخل التتابع العلوى لما قبل الخسف وهذا يوضح مرحلة من تشوه الحادث فى الأوليجوسين والترسيبات اللاحقة ولكن مع شك قوى فى العمر.(Sgavetti & Famtozzi, 1998)

تفيد هذه البيانات بأن الخسف قد بدأ فى وسط خليج عدن الشرقى عند الأوليجوسين الأوسط (٣٠ مليون سنة) مع ترسيبات من قبل الخسف تستمر فى أوائل الاوليجوسين ولا توجد أعمار محددة متاحة للمناطق غرب حوالى ٤٨° شرق ولا يوجد دليل قوى على أن أى امتداد قد سبق بداية الانصهارات البركانية فى منطقة عفار عند حوالى ٣١ مليون سنة (الفصل الثانى ٢-١-٣ أو ٢-٢-٣)، كما أنه من غير الثابت مكان بداية أول خسف قارى بخليج عدن ولا ما إذا كان التمدد اللاحق قد مثل فترة زمنية جيولوجية مهمة.

٣-٢-٢: الترسيب المتزامن مع التصدع وبعده: Syn to Post-Rift Deposition

تتجه أحواض الخسف المتزامن باليمن والصومال على حدود خليج عدن WNW-ESE غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق إلى شرق-غرب ويفصلها ارتفاعات تركيبية تكشف الركيزة وذلك على نطاق محلى. فى الصومال تكون الأحواض غير متناظرة ونصف أخدودية Half-Graben تفصلها أنطقة إيواء Accomodation Zone يقال إنها أثرت على التطور الأخير لأنطقة الكسور المحيطية بخليج عدن. وقد حددت رمية الفوالق لعدد من الكيلومترات، وقد أشارت تحليلات حركة الصدوع المنكشفة على سطح الأرض من الطبقات المتزامنة مع الخسف على طول حافة اليمن إلى أن اتجاه التمدد الإقليمى للخسف القارى بخليج عدن كان بزاوية حوالى شمال ٢٠° شرق، وينحرف بدرجة عالية إلى اتجاه حوالى شمال ٧٠° شرق من الخليج كما دللت ملاحظات مشابهة فى منطقة دهوفار.

وفى منطقة حضرموت اليمنى (الشكل ٦ب) يشمل مجموعة شهر Shihr Groupثلاثة تتابعات مميزة:

(١) السفلى منه، تداخلات غرينية سيليسية تعتليها كربونات كالسيوم بحرية حافية والجبس يتداخل محليا مع الحجر الجيرى والمارل فى هذا التتابع، ويشير هذا التتابع إلى تكوين تاكا وغايدا (شكل ٦أ) وأقصى سمك له كان حوالى ١٨٥ متراً.

(٢) سحنة نهرية يتغير فى اتجاهه لأعلى إلى سحنة ساحلية سطحية ملحية وهذا التتابع يكافىء أجزاء تكوينات منطقة غايدة وهامى الأدنى (شكل ٦أ) ويبلغ سمكها حوالى ١٠٠٠–١٥٠٠ متراً.

(٣) سحنة شاطئية لما بعد الخسف يشبه إلى حد كبير البيئات الترسيبية الحالية (شرفات غرينية وطبقات من الجبس المعاد ترسيبه) والطبقات البحرية فى هذا التتابع مقيدة بشريط ضيق من ١٠٠ متر إلى ١ كم عرضاً متاخم للخط الساحلى الحالى، والتتابع الثالث يعادل تكون سارا (الشكل ٦أ)، وقد تم تفسير التتابعين ١، ٢ بأنهما متزامنين مع الخسف من حيث النشأة، ولكنهما يوصفان على أنهما لا يوضحان علاقات نمو للكسور ولا التشوه الترسيبيالمتزامن، وأعمار التتابعين ١، ٢ معروفة بقدر ضئيل (أوليجوسين) لكن الحد بين التتابع الثانى والتتابع الثالث حدد بواسطة شترونشيوم Sr 86/87لتكون بين ٢١,١ و١٧,٤ مليون سنة (أوائل العصر الميوسينى وأوائل العصر البويديجالينى (Budigalian وتشير هذه البيانات الخاصة بالصخور الرسوبية إلى أن حد منتصف اليمن على خليج عدن أصبحت مستقرة فى أوائل العصر الميوسينى قبل حد عفار بكثير (القسمان ٢–١، ٢–٢). وحد البحر الأحمر (القسم ٤)، وقد فسر وتشورن (Watchorn et al., 1998) الحد الخاص بالتتابعين ٢–٣ ليمثل حدوداً أقصى من الخسف إلى الانجراف .Drift بعيداً عن السواحل وفى الآبار العميقة Offshore من إقليم حضرموت تصادف وجود حوالى ٢٠٠٠ متر و١١٠٠ متراً من مجموعة شهر ذات الخسف المتزامن وتكون سارار Post-Rift Sarar Fmبعد الخسف على التوالى فى ستة

آبار استكشافية، كما تمت رؤية قطاعات أرفع ومن العمر نفسه فى البئرين المحفورين داخل البحر ومنتصف الصومال (شكل ٦ب). يوجد قطاع خسف متزامن على شواطئ الصومال ٢٥٠٠ متراً فى حوض دبان الصغير جنوب بيربيرا (الشكل ٦ب) وتتكون مكاشفه على سطح الأرض تتكون من تراكيب دلتا مروحية متداخلة مع الترسيبات البحرية. مصدر الفتات السيليكاتية Siliclastics كانت الرمية العلوية لهضبة الصومال من الغرب. فى حوض بوساسو لميجييورتينيا Migiurtinia (شكل ٦ب) يحتوى القطاع ذو الخسف المتزامن على عديسات من الحجر الرملى الخشن الحبيبات وكونجلوميرات بها حصى من الصخور النارية والمتحولة. وتعتلى هذه الطبقات بسحنات نهرية وبحرية تستمر شمالاً إلى تتابع بحرى. هذه السحنات نفسها وجدت فى حوض كاندالا Qandala. بالمقارنة مع طبقات الخسف المتزامن لحوض الجال El-Gal Basin (شكل ٦ب) تبين ميل ترسيبى جنوبى-غربى. قطاع الخسف المتزامن فى ميجييورتينيا يشير إلى سلسلة Guban كوبان أو مجموعة كوبان تضاهى تكاوين السكوشوبان Scushuban، Scimis سكيميس وباندر هارشو Bander Harshau (شكل ٦أ) أقصى تواجد بحرى حدث فى الميوسين. بالرغم من وجود المكاشف الجيدة فى الصومال يظل عمر بقايا قطاع الخسف المتزامن غير دقيق (أوليجوسين وميوسين).

٣-٣ بداية انتشار قاع البحر في العصر الميوسيني: Miocene Initiation of Sea Floor Spreading

بناءً على البيانات الباثيمترية عرف لوتون Loughton (1966) (أ، ب) مورفولوجية حيد منتصف المحيط بمنتصف خليج عدن (الشكلان ٦، ١ب) وأكد ماثيوس Mathews (1967) أن الحيد استمر شرقاً حتى نطاق صدع أوين Owen، واستخدم اسم حيد شبعة Sheba Ridge لهذا التركيب ودلت البيانات المغناطيسية على وجود انتشار شذوذ Anomalies شمال وجنوب الحيد من أوين Owen إلى غرب أنطقة كسور ألولا-فرتاق Alulla-Fartaa حوالى ٥-١٠ مليون سنة) (الشكل ١)، والتفسيرات اللاحقة أفادت بتاريخ أكثر تعقيداً مع الانتشار الذى بدأ فى منتصف

الأوليجوسين حوالى (٣٠ مليون سنة)، واستمر حتى حوالى ١٥ مليون سنة، ثم بدأ مرة أخرى عند حوالى ٥ ملايين سنة، وقد توصل كوشران Cochrain (1981) من بيانات تاريخية وجديدة إلى أن الانتشار بدأ خلال خليج عدن من نطاق كسر أوين Owen Fracture Zone (fz) غرباً لمنطقة الانكسار (الشكل ٦ب). كما أدرك أن نطاق المغناطيس الهادئ داخل الأرض ذو الشذوذ الانتشارى ليس بالضرورة أن تكون متساوية .Isochron

يصعب تفسير الشذوذ المغناطيسى Magnetic Anomalies بالقرب من نطاق المغناطيسية الهادئة ليفسر فى العديد من مناطق خليج عدن. وتفيد الدراسات الحديثة بأن الانتشار المحيطى ربما يكون قد بدأ بين مناطق ألولا فرتاق وأوين عند شذوذ (d-5e٥) عند حوالى ١٨-١٩ مليون سنة (الشكل ٦ب) أو شذوذ ٥ c عند حوالى (١٦ مليون سنة)، يمكن معرفته لبضعة ١٠٠ كم غرب نطاق كسر ألولا-فرتاق، ولهذا فالانتشار يتمدد من الشرق إلى الغرب، وأحدث انقساماً أولاً: فى القشرة المحيطية شرق جزيرة رأس شربيات سكوترا (الشكل ١)، ثم القشرة القارية عبر خليج عدن. ويبدو بوضوح أن التمدد Propagation قد حدث ظاهرياً ومتوقعاً لعدة ملاين من السنين عند حد الكسر الليثوسفيرى .Lithospheric Breaks

ويتوافق الانتشار المنظم فى وسط خليج عدن عند حوالى ١٦ مليون سنة، مع تفسير الانتقال من الخسف إلى الانجراف بين حوالى ٢١,١ وحوالى ١٧,٤ مليون سنة على طول حد الشاطئ اليمنى (الفصل الثالث ٣-٢-٢) كما يبدو أنه كانت هناك استدارة لمنطقة الضغط على طول الحدود اليمنية فى ذلك الوقت للتمدد باتجاه شمال ٢٠° غرب، وقام هاتشون وخان بارى Huchan and Khanbari (2003) بتفسير ذلك على أنه نتج نتيجة للضغوط التدويرية المرتبطة بالتمدد باتجاه شمال ١١٠° غرب لمركز الانتشار المحيطى بخليج عدن.

٣-٤: امتداد انتشار قاع البحر لخليج تادجورا

Propagation of Sea Floor Spreading to the Gulf of Tadjoura:

يقع انقطاع Discontinuity شكرا الشيخ (أو نطاق الكسر) عند الحد الشرقى لانصهار عفار (الشكل ٦ب)، وهذا الانقطاع ليس بنطاق كسرى بالمعنى المعتاد، ولكنه يتفق مع التغير الرئيس فى رايولوجية Rheology of Continental الليثوسفير القارى؛ ولهذا فربما يكون شكل انتشار الخسف مختلفاً، وتختلف بشدة بيانات الباثيمترية والجاذبية بالمناطق التى تقع غرب الانقطاع عن تلك الموجودة فى وسط خليج عدن.

بتحليل الإحصائيات الخاصة بالانكسارات السيزمية المحدودة Seismic Refraction وبيانات الجاذبية تفيد بأنه من خليج تادجورا ١٠َ ٤٤ْ شرقاً يبدو الليثوسفير من النوع القارى ولكنها تبدو رقيقة أسفل القاع المحورى Axial Trough ومن زاوية ١٠َ ٤٤ْ إلى ٤٥َ ٤٤ْ شرقاً (الموقع التقريبى لانقطاع شكرا الشيخ Discontinuity) فإنها تأخذ الطابع الانتقالى، ويصبح شرق ٤٥َ ٤٤ْ الليثوسفير محيطياً Oceanic ولها فترة هبوط حرارى تقدر بحوالى ١٠ مليون سنة.

الفصل الرابع

٤- البحر الأحمر Red Sea

تظهر نتائج الحفر الاستكشافى العميق أن الخسف القارى فى شمال الجزء الجنوبى من البحر الأحمر قد بدأ بعد بضعة ملايين من السنين من بدايته فى خليج عدن (Hughes et al., 1991)، وقد مرت ذراعا نظام الخسف بأشكال شديدة الاختلاف من التمدد والاتساع، ويبدو أن انتشار قاع البحر فى البحر الأحمر قد بدأ منذ حوالى ٥-١٠ ملايين سنة متأخراً عن الأحداث الرئيسة فى خليج عدن، ولا يدعم كل العاملين فى المجال هذه التفسيرات، وزعم لوبيشون وجوليير Le Pichon & Gaulier (1988) أن الانتشار قد ظهر بالضرورة فى الوقت نفسه فى البحر الأحمر وخليج عدن؛ لأنهما افترضا أن الانتقال من الخسف إلى الانجراف تزامن مع تسريع فى حركة الصفيحة والتى لابد لذلك أن تكون متزامنة فى كل من الخسفين، كما أن هناك جدلاً حول تأثير إعداد ما قبل الخسف على التطور المبكر للحوض، وشكل حركة الخسف المتزامن وتمدد الحوض إلى الشمال يمكن أن يتم التحقق منه وتمييزه.

وفي هذا الجزء سوف نناقش الآتي:

(١) الوضع التركيبى والاستراتيجرافى لما قبل الخسف بالبحر الأحمر، وخليج السويس، وخليج العقبة.

(٢) تطور خسف الأوليجوسين المتأخر والميوسين المتأخر.

(٣) الطور الانجرافى من البليوسين حتى الحديث.

(٤) جيولوجية الحقب الرباعى والنيتكتونية.

٤-١: الوضع ما قبل الخسف Pre-Rift Setting:

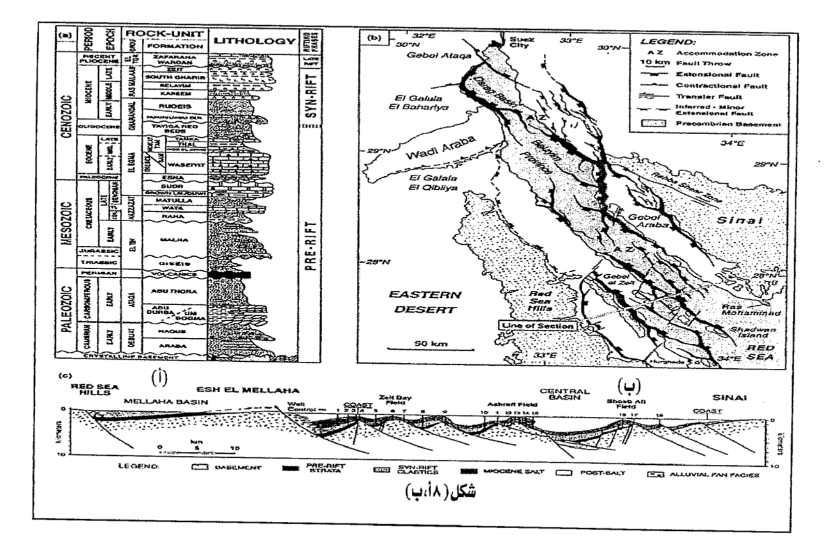
على عكس خليج عدن فإن البحر الأحمر قد تطور بشكل كبير داخل الوضع القارى Intra-Continent، وعلى نطاق محلى (أكبر من ١٠٠ كم)، كما تأثر التصدع

في حوض البحر الأحمر بشدة بشكل أجزاء الركيزة القديمة وحدود التضاريس الأرضية والتراكيب القديمة المتكونة على مدار أعمار عديدة، وتركيب وسمك الغطاء الترسيبى لما قبل الخسف، ويبدو من الناحية الإقليمية أن اتجاه الخسف قد تحكم فيه الضغط فى المناطق البعيدة الذى يتم مناقشته أدناه.

٤-١-١: تراكيب ليثولوجية الركيزة الأساسية النيوبروتيروزية

Neoproterozoic Basement Lithologies and Structure

تنكشف الركيزة المتبلرة للبحر الأحمر على طول تلال البحر الأحمر المرتفعة وشبه جزيرة سيناء الجنوبية والدرع النوبى Nubian Shield (أشكال ١، ٨). ويتكون الليثولوجى من صخور النيس الجرانيتية، ورسوبيات متحولة وتدفقات بركانية كالسية-قلوية من النيوبروتيروزوية وصخور فتاتية بركانية الرقائقية Foliated وأوفيوليتى نيوبروتيروزوى، وأطوار عديدة من الحركة المتزامنة مع حركة متداخلات جرانيتية. ويتميز شكل الركيزة الإقليمية باتجاه شمالى إلى شمالى غربى بان أفريقى رقائقى فى النيس الركيزى، ذو اتجاه شمال شرقى إلى شرق شمال شرق قواطع بان أفريقى مافية Maficرأسية-شبه رأسية إلى أنديزيتى (نيوبروتيروزوى متأخر إلى كامبرى مبكر، أنطقة كسرية تتجه شمال جنوب حيث إن الإزاحة الأفقية للصدع يمينية Dextralمع بعض التداخلات الجرانيتية وأنطقة قصية Shear Zones للركيزة متجهة غرب شمال غرب إلى شمال غرب حيث إنها جزء من نظام صدع (نجد) المكون للرواسخ العربية Arabian Craton. بالإضافة إلى الحدود القارية السطحية فإن صخور النيس والبريدوتيت Peridotites البروتيروزوى Proterozoic تتكشف على مسافة حوالى ٥٠ كم من الشواطئ على جزيرة الزبرجد (Zabargad Island) (Brueckner et al., 1996) (الشكل ١). ووجدت صخور جرانيتية فى الآبار الاستكشافية بعيدة عن الآبار المحفورة على طول الحدود المصرية والسعودية حتى مسافة حوالى ٢٠ كم من الخط الساحلى (Bosowrth et al., 2005). كما تنكشف الركيزة القارية فى أخدود Horst


(a)
PERIOD
EPOCH
ROCK-UNIT
FORMATION
LITHOLOGY
RIFTING PHASES
CENOZOIC
MESOZOIC
PALEOZOIC
SYN-RIFT
PRE-RIFT
ZAFARANA
WARDAN
ZEIT
SOUTH GHARIB
BELAYIM
KAREEM
RUDEIS
ESNA
SUDR
MATULLA
WATA
RAHA
MALHA
QISEIB
VOLCANICS
ABU THORA
NAQUS
ARABA
CRYSTALLINE BASEMENT
(b)
LEGEND:
A Z Accommodation Zone
10 km Fault Throw
Extensional Fault
Contractional Fault
Transfer Fault
Inferred - Minor Extensional Fault
Precambrian Basement
32°E
33°E
34°E
30°N
29°N
28°N
Suez City
Gebel Ataqa
El Galala El Baharlya
Wadi Araba
El Galala El Qibliya
Gebel Araba
Sinai
EASTERN DESERT
Red Sea Hills
Gebel el Zeit
Line of Section
Ras Mohammad
Shadwan Island
RED SEA
50 km
(c)
RED SEA HILLS
MELLAHA BASIN
ESH EL MELLAHA
Well Control
COAST
Zeit Bay Field
Ashrafi Field
CENTRAL BASIN
Shoab Ali Field
SINAI
LEGEND:
BASEMENT
PRE-RIFT STRATA
SYN-RIFT CLASTICS
MIOCENE SALT
POST-SALT
ALLUVIAL FAN FACIES
(أ)
(ب)

شكل (٨/أ،ب)

داناكيل فى عفار (الشكلان ٣، ١ج) كما أكده فرويند Freund (1970)؛ لذلك يحتوى البحر الأحمر -على الأقل- على بعض من التمدد للقشرة القارية على طول حدودها البحرية. ومع ذلك وعلى أساس اعتبارات قياسية للصفيحة فقد تم اقتراح شكل ساحل إلى ساحل البحر الأحمر لما قبل الخسف (McKenzie et al., 1970). واستعادة محاذاة التراكيب والأحزمة الليثولوجية البريكامبرى فى الدروع النوبية والعربية (سلطان وآخرون، ١٩٩٢). واعتقد باحثون آخرون أن فجوة يجب أن توجد، حيث إن العرض المعتمد فقط على كم يبلغ تمدد القشرة القارية بالفعل (Bosowrth et al., 2005).

توضح حركية الصفيحة ووصلة البحر الأحمر وخليج السويس وخليج العقبة أن الجزء الشمالى للبحر الأحمر فى الجانب السعودى والحدود المصرية بحوالى ٥٠-٦٠ كم تقريباً يمكن استعادتها بين بعضها البعض (تناقش فى الفصل الخامس ٥).

ويظل ذلك مثيراً لجدل كبير فى دراسة نظام الخسف الخاص بالبحر الأحمر وخليج عدن.

يمتد حوض البحر الأحمر من باب المندب إلى السويس بحوالى شمال ٣٠° غرب (الشكلان ١، ٤). هذا الاتجاه الاقليمى يتوافق مع اتجاهات بلوكات الصدع الرئيسة المنكشفة على السطح على طول السهول السطحية والتحت السطحية، ومع ذلك ففى سيناء والحدود المصرية والسعودية الشمالية الواقعة على البحر الأحمر وعلى مسافات طويلة صدوع الخسف المبكر أعادت تنشيط صدوع (نجد) لتتجه شمال ٦٠°- ٤٥° غرب، وحافظ حد الصدوع على اتجاه شمال ٣٠° غرب عن طريق ربط صدوع نجد بالصدوع Dextral اليمينية ذات اتجاه شمال-جنوب القديمة، أو عن طريق التراكيب القديمة. ويعد محصلة النمط الزجزاجى للتصدع هو محصلة اتجاه البحر الأحمر الشمالى وخليج السويس (الطرابيلى والعوضى ١٩٧١) (الشكل ٨ب) وعلى نطاق أكبر فاتجاه شمال وجنوب ينحرف إلى الاتجاه، الشمال ٣٠° غرب يحد البحر الأحمر النوبى Nubian Red Sea (شكل ١). واتجاه ١٥° شمالاً يتماشى مع ما ذكره

(كاظم وجيرلاند ١٩٧٣)، بينما يدور اتجاه ١٥° فى الإسقاط الشمالى لكاظمين Kazminوجارلاند النيوبروتيروزوى المتواجدة فى حد فالق عفار الغربى (الفصل الثانى ٢-١-١). الانثناء عند ١٨° شمالاً و٢٢° شمالاً يتوافق مع لحد عفار الصدعى العربى النيوبروتيروزوى. الإسقاط الشمالية لخط التحام Sutureلباراكا النيوبروتيروزوى Neoproterozoic Baraka وأونيب-خاميسانا على الترتيب.

سبب جوهرى فى وجود تلك التراكيب شمال البحر الأحمر وخليج السويس. وقد فسرت خطوط الالتحام Sutures على أنها أنطقة ضعف ليثوسفيرية والتى عملت كدليل على الضغط عاكسة التمدد الشمالى الغربى المبكر للخسف القارى للبحر الأحمر، وعلى طول حدود اليمن الجنوبية على البحر الأحمر توجد فوالق نجد، وفوالق متجهة شمال-جنوبى المنطقة بشكل أقل ملاحظة فى الركيزة وتلاحظ رابطة خفيفة لصدوع ما بعد الخسف بشكل أكبر.(Dexon et al., 1987; Kenea et al., 2001)

٤-١-٢التراكيب المرتبطة بتطور النيوتيسي Structres related to the Evolution Neotethys

التراكيب التى نشأت أثناء تشوهات العهد الميزوزوى وأوائل السنيوزوى بذلت جهداً وتأثيراً أقل مع درجة الأهمية نفسها على اتجاه تراكيب البحر الأحمر المتزامن مع الخسف. وأهم هذه التشوهات حدثت أثناء العصر السنتونى Santonian (حوالى ٨٤ مليون سنة) وأواخر الأيوسينى (حوالى ٣٧ مليون سنة) من أطوار Regional Compressim الضغط الإقليمى. وقد ارتبط كلاهما بأحداث وقعت فى الشمال فى نطاق البحر المتوسط .Tethyan

ولهذا السبب تطورت بقوة فى الشمال، خاصة فى خليج السويس. وفى حوض البحر الأحمر تظهر تأثيراتها جنوب خط عرض القصير (الشكل ١) كما يمكن التعرف على تشوهات لأواخر العصر الكريتاسى فى عفار.

أنتجت التشوهات الألبية Alpine Deformation الناتجة من تحول يمينى عرضى على طول الحد الجنوبى للمحيط النيوتيسى Neotethys Oceanحزام الطى

للقوس السورى Syrian Arc Fold، حيث تجرى عبر مصر الشمالية، ويتبع عند المشرق Levant ويتحول شرقاً فى سوريا Palmyrides (شكل ١)، وهذا قد أنتج اتجاه طى وصدوع معكوسة فى اتجاه شرق–غرب إلى شمال شرق–جنوب غرب Folds and Reverse Faults مع رفع لبلوكات الركيزة (مصطفى وخليل ١٩٩٥)، وتأثرت بلوكات الركيزة كما لو كانت عوائق تمنع تمدد الفوالق المتزامنة مع الخسف فى خليج السويس، خاصة فى الطية المحدبة لوادى عربة .Anticline ويتحكم نظام الطى السورى. فى الأطراف الشمالية لنظام الخسف بالبحر الأحمر، وجنوب مدينة السويس يوجد امتداد حدده حوض خسفى وحيد وضيق، ويشار إليه بحوض داراج Darag Basin (شكل ٨ب). انتشر شمال السويس تمدد نيوجينى Neogene على مساحة واسعة تصل من البحيرات المرة غرب دلتا نهر النيل المجاور (شكل ١)، حيث خسف المنزلة النيوجينى الآن مدفون تحت رواسب من البليوسين والبليوستيسين والحديث.

واعتماداً على الحركة بين أقصى شمال خليج السويس والمنزلة أحدثت نشاطات كثيرة لتراكيب شرق–غرب القوس السورى لنطاق صدع خليج السويس.

٤-١-٣: استراتيجرافية ما قبل التصدع

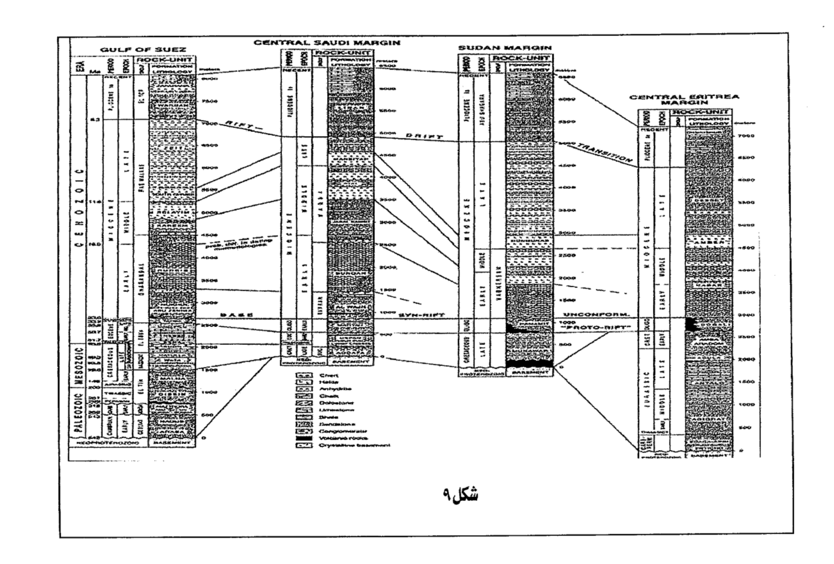
Pre-Rift Stratigraphy and Proto Red Sea Embayments:

يتنوع القطاع الاستراتيجرافى بشدة بحوض البحر الأحمر على امتداد طوله، حيث يتميز بانخفاض عام فى السمك بعيداً عن الحدود التيتانية Tethyan Margins شمال خليج السويس، والحدود الخاصة بالمحيط الهندى جنوب عفار. وقد أثرت طبيعة وسمك الصخور الرسوبية ما قبل الخسف على تكوين الصخور المتزامنة مع الخسف، وعلى شكل التصدع التمددى الأولى، شكل شبه الأحواض الخسفية على نطاق كبير. وكانت طبقات ما قبل الخسف مهمة فى تكوين العديد من النظم الهيدروكربونية المثبتة للحوض.

وقد أدت كسور التمدد النيوجينى إلى انكشاف استراتيجرافية منطقة البحر الأحمر، أمدتنا المكاشف والآبار بمعلومات استراتيجرافية عن ارتفاع الحوائط القدمية Foot Walls لهذه البلوكات؛ لذلك فتقدير وقياس القطاع الاستراتيجرافى الكامل الذى يمكن إيجاده فى مواقع الرميات السفلية Down Thrown للتراكيب الحوضية صعبة، ومع ذلك فهذا يعد تمريناً مفيداً ونافعاً وله مغزى فى الدراسات الحفرية والترسيبية، نمذجة الحوض Basin Modeling والتفسيرات الزلزالية المنعكسة.

ويعد (الشكل ٩) تجميعاً لبيانات المكاشف والبيانات تحت السطحية بمحاذاة خسف البحر الأحمر، حيث تحاول هذه البيانات تقدير القطاعات الاستراتيجرافية الكاملة لإعدادات حد الخسف، ولا تستخدم قيم سمك القطاع الاستراتيجرافى المحلية والأعمدة الليثولوجية لبعدها عن تأثير قباب الملح .Diaprism استويت Peneplain ركيزة الدرع النوبى-العربى فى ما قبل الخسف ذات الصخور المتحولة والجرانيتية بقوة قبل ترسيب صخور الفتاتية السيليكاتية الكامبرية عند خط عرض منتصف خليج السويس. يتكون الكامبرى من حجر رملى حافى بحرى وقارى الخاص بمجموعة قيبليات Quebliat Group لتكاوين عربة وناقوس Araba and Naqus Fms (مصطلح Nubiaخاص بالحقل البترولى)، حيث يصل إلى سمك كلى حوالى ٥٨٠ متراً (أشكال ٨أ، ٩) (حسن ١٩٦٧، وسعيد ١٩٧١، وعيسوى وبوكس ١٩٨٢) فى جنوب خليج السويس، ولا توجد طبقات من الباليوزوى الأسفل Lower Puleozoic حتى نصل إلى السهل الساحلى لجنوب العربية السعودية، حيث يصل سمك الصخور الرملية الكامبرى حتى أوائل الأردوفيانى لحوالى ٢٠٠ متراً سمك.

تتباين Disconformable الأحجار الرملية من العصر الكامبرى بمنطقة خليج السويس مع ما يعتليها ٤٢٠ متراً من الدولوميت الكربونى Carboniferous والأحجار الرملية، وطفل أسود، وطين بتكوين أم بوجمة وأبو درية وأبو ثورة (Nubia "B")(الشكلان ٨أ، ٩)، وتغطى الأحجار الرملية الكربونية العلوية صخور بازلت بيرمى .Permian ولم


GULF OF SUEZ
CENTRAL SAUDI MARGIN
SUDAN MARGIN
CENTRAL ERITREA MARGIN
ROCK-UNIT
ERA
PERIOD
EPOCH
FORMATION
LITHOLOGY
PALEOZOIC
MESOZOIC
CENOZOIC
NEOPROTEROZOIC
MIOCENE
EARLY
MIDDLE
LATE
RIFT
DRIFT
TRANSITION
BASE
SYN-RIFT
UNCONFORM.
"PROTO-RIFT"
BASEMENT
Chert
Halite
Anhydrite
Chalk
Dolostone
Limestone
Shale
Sandstone
Conglomerate
Volcanic rocks
Crystalline basement

شكل ٩

يثبت حتى الآن أن طبقات الباليوزوى العلوى فى منتصف حوض البحر الأحمر، ولكنها تعود للظهور على طول الحدود الإريترية قد تكون الأجزاء العليا لتكون أمبا آرادوم، حيث تحتوى التكوينات الكربونى–البيرمى (؟) أنتكو وأيداجا–أربى (الشكل ٩) تتكون من حوالى ٣٤٠ متراً من الأحجار الرملية والطفل وطين حصوى، والتى تدل على أنها من أصل جليدى أو قبل جليدى .Glacial-Periglacial

يتكون حد البحر الأحمر المصرى وخليج السويس الباليوجينى Paleogene (الشكلان ٨، ٩) من أكبر من أو يساوى ٣٥ متراً من تكوين طفلة الإسنا Esna Shale Fm، ويعتليه حجر جيرى غالباً شيرتى سميك، ولتكاوين طيبة Thebes وسمالوط والواسطة والمقطم وتكوينات أخرى، مثل: سمالوط Samalut، والوسيط Waseiyit، والمقطم Mokattam (سعيد ١٩٦٠)، (زيكو وآخرون ١٩٩٣). وتعتلى الحجر الجيرى تربة قديمة Paleosol وحجر رملى نهرى وبحرى حافى رقيق السمك انتقالى، يرجع عمره من الأيوسين المتأخر–الأوليجوسين، ويمثل تكوين طايبة Tayiba (أبو النصر ١٩٩٠)، ويصل سمك الباليوجين فى شمال خليج السويس لحوالى ٥٠٠ متراً، ثم يرق إلى حوالى ١٠٠ متراً على طول الحد المصرى للبحر الأحمر عند القصير.

تقع الطبقات المتزامنة مع الخسف على طول الحدود العربية السعودية الشمالية فى ميدين وتوجد مباشرة على تكوين أدافا الكريتاسى المتأخر والباليوجين غير متواجد، وبالقرب من جدة يستمر تكوين أصفان الأدنى أواخر الماستريختانى بدون انقطاع إلى الباليوسين طبقات كربوناتية من أصفان الأوسط ليسجل طغياناً بحرياً محلياً (الشكل ٩)، وامتدت البيئات البحرية جنوباً حتى غرب اليمن، حيث ترسب تكوين ميدجزير Medj-Zir Fm (انظر: الفصل الثانى ٢-٢-٢).

لا يوجد تأكيد لطبقات الباليوجين على طول الحد السودانى على البحر الأحمر، ولكن اشتملت تكوين Hamamit Fm (الشكل ٩) على وحدات قد يرجع عمرها إلى الباليوسين–ميوسين .Paleacene-Miocene

تظهر الأحجار الرملية القارية والطبقات الحمراء من البرمى-كسيب الترياسى والجوراسى، وملحا الكريتاسى الأسفل فوق الأحجار الرملية من الباليوزوى المتأخر (Nubia "C")لتكاوين مجموعة التيه El-Tih Group والصخور البازلتية بخليج السويس (الشكلان ٨أ، ٩)، ويصل أقصى سمك لها حوالى ٧٠٠ متراً (عبد الله وآخرون ١٩٦٣)، (بركات وآخرون ١٩٨٨)، و(درويش ١٩٩٢) فى (Bosowarth et al., 2005، ومكافئ التكوين مالحا بسمك يصل إلى عدة مئات من الأمتار تفسر بأنها تحدث على طول الحدود المصرية للبحر الأحمر جنوباً حتى القصير (شكل ١).

بالرغم من أن هذه الأحجار الرملية غير الحفرية يرجع عمرها إلى أواخر العصر الكريتاسى (كردانى وشريف ١٩٩٠)، ويوجد فى جزيرة زبرجد فى البحر ٢٠٠ متراً من طبقات العصر الكريتاسى (تكوين زبرجد) Zabargad Fm التى تتكون من طبقات متبادلة من طين بحرى وحجر رملى وأحجار جيرية سيليكاتية.

تعد طبقات الجوراسى فى أقصى جنوب حوض البحر الأحمر أكثر المكونات الاستراتيجرافية لما قبل الخسف (الشكل ٩) وتشبه إلى حد كبير جداً الصخور المنكشفة فى عفار (الفصل الثانى ٢-١-٢) لتصل حتى ٦٨٠ متراً من الأحجار الرملية النهرية لتكوين إديجارات، وقد ترسبت أثناء العصر الترياسى (؟) إلى منتصف الجوراسى، وأعقبها تقدم للبحر رئيس، وترسيب حوالى ٩٠٠ متراً من أواخر منتصف الجوراسى من الحجر الجيرى أنتالو Antalo Limestone وحوالى ٢٥٠ متراً من طفل أجولا Agula Shale وذلك فى أواخر الجوراسى. وفى أواخر الجوراسى إلى أوائل الكريتاسى أدى الانحسار إلى عودة البيئات القارية، وترسيب حوالى ٥٠٠ متراً من الأحجار الرملية من نوع أمبا آرادوم (Amba Aradom Sandstone)، وهو المكافئ لتكوين المالحا فى مصر .El-Malha Fm

ويتكون قطاع الكريتاسى العلوى فى خليج السويس والحدود المصرية على البحر الأحمر من طبقات بحرية ضحلة لتكاوين القصير، واحة واتا، ماتولا، دوى، وسودر

Sudr, Duwi, Matulla, Wata, Raha, Quseir Fms (الشكلان ٨أ، ٩) (يوسف ١٩٥٧، غوراب ١٩٦١، كرداني وشريف ١٩٩٠، درويش ١٩٩٤). الحجر الرملى الأحمر والطفل من أصل نهرى إلى دلتاوى يشكلان الليثولوجية الأساسية مع صخور بركانية فى القطاعات الحديثة على طول الحد الإريترى قد تكون الأجزاء العليا لتكوين أمبا آرادوم وتسود الوحدات الأدنى من طفل وأحجار رملية من انغمار أو تقدم بحر السينومانيان Cenomanian أوائل السينونيان Early Senonian وتعلوه أحجار جيرية والطباشير الكامباني Campanian، والماستريختاني Maastrichtany، وطبقات الكريتاسى العلوى لتصل إلى سمك حوالى ٥٨٠ متراً فى خليج السويس.

وتوجد صخور سلتية بطول الحدود السعودية على البحر الأحمر (الشكل ٩)، وأحجار رملية من العصر الكامبانى إلى أوائل العصر الماستريختانى فى ميدين Mid-yn، ووادى أزلام لتكوين أدافا Adaffa Fm، وفى نطاق جدة مجموعة سوقا غير المصنفة، حيث يبلغ السمك أكثر من ١٦٥ متراً.

وفى منطقة جدة تغطيها أحجار رملية وسيلت من أواخر الماستريختانى لتكوين أوصفان الأدنى. وعلى طول الحدود السودانية تصل الأحجار الرملية الكونيسيان Coniacian والماستريختانى الأدنى Lower Maastrichtian إلى ١٩٠ متراً فى القطاع المثالى، وقد ظهرت وحدات بركانية كريتاسية أسفل تكوين موكاور فى الآبار البعيدة عن الساحل (الشكل ٩).

ويمكن تلخيص ما سبق فى أن القطاع الاستراتيجرافى لما قبل الخسف Pre-Rift فى خليج السويس يصل سمكه المجمع Composite إلى حوالى ٢٦٠٠ متراً. وفى أقصى شمال البحر الأحمر يصل القطاع عادة إلى حوالى ١٠٠٠ متر مع فقدان كل من القطاع الباليوزى الأسفل وكثير من كربونات الأيوسين. وتظل هذه الدرجة الأقل سمكاً مستمرة على طول الحدود السعودية والسودانية. وفى إريتريا يتوسع هذا القطاع حتى حوالى ٣٠٠٠ متر، ويعزى إلى زيادة الوحدات

الجوراسية . وقد حدث الطغيان البحرى فى منطقة منتصف وشمال البحر الأحمر فى أوائل الكريتاسى (تكوين الزبرجد) الماستريختانى والباليوسين (أدنى إلى وسط تكوين أصفان) وأوائل العصر الأيوسينى (تكوين شومايسى) Upper Shomaysi Fm (Sengor, 2001).ربما يكون الخسف الصفائحى Intra-Plate قد تحكم فى أول فيضان بينما الاثنان الآخران سادا أيوستاتيكياً، ويتواجد البحر الأحمر الأولى Protoأيضاً فى الجنوب أثناء الجوراسى (راجع قطاع عفارالفصل الثانى ٢-١-٢) .

ولكن اتجهت الشواطئ القديمة فى الجوراسى فى اتجاه شرق-غرب فى مصر، ولا يوجد دليل على حدوث طغيان بحرى فى جهة الشمال (عبد الله وآخرون ١٩٦٣) ، (Guiaud et al., 2001).

٤-٢: تطور التصدع المتزامن :Syn-rift Evolution

أمكن التفرقة بين ثلاث أطوار للخسف القارى بالبحر الأحمر نجد أن:

١) بداية خسف الأوليجوسينى المتأخر-الميوسين المبكر Late Oligocene-Early Miocene Rift Initiation.

٢) هبوط الخسف المتزامن الرئيس فى الميوسين المبكر Early Miocene Main Syn-Rift Subsidence.

٣) تحول المشرق-العقبة بدأ من منتصف العصر الميوسينى Middle Miocene Onset of the Aqaba-Levant Transform ، والرواسب التى ترسبت أثناء الأطوار الثلاثة وتتضح فى أنحاء معظم أجزاء الحوض من اليمن إلى مصر (Montenat et al., 1986, (Beydoun & Hughes, 1992), (Coleman, 1993), (Bunter et al., 1998).

٤-٢-١: بداية التصدع :Rift Initiation

يعد تكوين أبو زنيمة من أوائل الرواسب التكتونية المتزامنة المحددةوالمعرفة فى مصر، والتى تتكون منها الطبقات الحمراء Red Beds

لتكوين أبو زنيمة Abu Zenima Fm المغطاة بتدفق بازلتى عمره حوالى ٢٢ مليون سنة فى سيناء. وتكوين نخول Nukhul Fm حيث يتكون من حجر جيرى دولوميتى فورامينيفرا معطياً (٢٠,٤-٢٣,٠ مليون سنة) فى وادى نخول (Aquitanian) فى وسط خليج السويس وجبل الزيت فى جنوب الخليج (الشكلان ٨أ، ٩)، وقد تم التحكم فى الترسيبات أثناء الفترة الأكويتانية Aquitanian عن طريق فوالق متقطعة وقصيرة، وبلغ معدل الاستدارة للبلوكات الصدعية ذروته فى هذا الوقت. ويشمل قطاع أبو زنيمة-نخول كونجلوميزات شيرتية وأحجار رملية نهرية، ومجموعة متنوعة من أنهيدرايت يصل أقصى سمك لها إلى ٥٠٠ متراً، وفى شمال العربية السعودية تم وصف ترسيبات خسف مبكرة من العصر الشاتى Chattian معطية عمر حوالى (٢٨,٤-٢٣,٠ مليون سنة) من ميدين. لكن حفرياتها الدقيقة أعيد تفسيرها على أنها أكويتانيان .Aquitanian العديد من أجناس الفورامنيفرا الشاتية Reworked Chattian ذكرت أيضاً من مارل الجلوبيجيرينا Globigerinan Marls 5 أمتار أسفل بئر فى حقل الغردقة فى جنوب خليج السويس (الشناوى ١٩٧٥). ومصدر طبقات تلك الحفريات لم يحسم بعد.

ومع التوغل جنوباً فى منطقة حد العربية السعودية يرجع تاريخ الأحجار الرملية والسيلت والتدخلات البازلتية من تكوين ماطية Matiyah Fm (الشكل ٩) يرجع عمرها إلى الأوليجوسين المبكر حسب التأكيدات الحفرية والراديوماترية (K-Ar)، وتعتبر (Hughes & Filatoff, 1995)من فترة الخسف المتزامن والخسف الأولى Protorift، ولا نرى دليلاً على أن هذه الوحدات تتزامن تكتونياً فى المنشأ (الشكل ٩)، ويمكن مضاهاتها مع طايبا Tayiba قبل الخسف Pre-Rift حيث الطبقات الحمراء Red Beds لخليج السويس. والطبقات المتزامنة مع الخسف هى عبارة عن طبقات متبادلة من الحجر الرملى والطفل والصخور الرسوبية البركانية والبازلت الخاص بتكاوين براكين جيزان والوجه Al-Wajh Fm، والبيانات الراديومترية والسترونشيوم النظير المشع. والبيانات الحفرية تبين أن هذه الوحدات يصل عمرها إلى حوالى (٢٤-٢١ مليون سنة).

فى السودان يظهر الحد بين الطبقات المتزامنة مع الخسف وقبله واقعاً داخل تكوين حماميت الذى يصل سمكه إلى حوالى ٣٠٠ متراً، ويرجع إلى الباليوسين (؟) وإلى أوائل الميوسين (؟) التى تمت مناقشتها فى الفصل الرابع (٤-١-٣) (الشكل ٩) . بالرغم من عدم ثبوت موقع عدم التوافق.

تكوين ماغيرسام Maghersum Fm، أو مجموعة ماغيرسام حيث إنها متزامنة مع الخسف، ويصل سمكها إلى أكثر من ٢٥٠٠ متراً فى الآبار العميقة البحرية، وتسجل أقدم الطبقات فى هذا التكوين أن عمرها من الميوسين المبكر حيث تعتلى تكوين الحماميت.

التغير الليثوستراتيجرافى المكافئ لتكوين الحماميت فى حد البحر الأحمر الإريترى هو تكوين دوجالى Dogali Fm (شكل ٩) ، حيث إنه ربما يكون جزئياً متزامناً مع الخسف Syn-rift ، ويعتلى تزامن Thio-1 أسفل تكوين حاباب Habab Fm حيث يبدأ عامة فى الميوسين المبكر (شكل ٩) ، ولكن فى بئر Thio-1 أسفل تكوين حاباب يحتوى على حفريات نانوجيرية Calcareous Nannofossils نطاق NP25 (Late Chattian) الشاتى المتأخر، ويقع Thio-1 فى البحر العميق من أخدود داناكيل، جنوب خليج زولا .Zula يعتبر نطاق NP25 ممتد من حوالى ٢٧,٥ إلى حوالى ٢٣,٠ مليون سنة مدعماً لأقل عمر للخسف.

كل الطبقات السفلية المتزامنة مع الخسف ترتبط بانصهار بازلتى زوليتيك Tholeiitic داخلى غالباً يكون فى شكل قواطع نارية تقطع موازية لحدود البحر الأحمر (حوالى شمال ٣٠° غرب)، وهذه التداخلات يرجع عمرها بين ٢٧ و٢٠ مليون سنة قدرت بنظيرى البوتاسيوم-أرجون (Coleman, 1993)، (McClay & Bosowrth, 2001)، ولكن كما سبق ذكره فى الفصل الثانى (٢-١-٣) ، فإن هذه التواريخ والمقدرة بواسطة النظيرين (البوتاسيوم-أرجون) (K-Ar) لا يمكن أن يعتمد عليها، وتفضل طريقة نظيرى الأرجون Ar39، Ar40 فى القياس، وللأسف يوجد

القليل من التحاليل المتاحة حالياً، ويقع أكبر تجمع من القواطع على طول الحدود العربية السعودية واليمنية وفى سيناء .(Davision et al., 1994)

وقد نشر (سباعى وآخرون ١٩٩١) ٢٣ عمراً من أشكال القواطع للصخور النارية فى السعودية، وارتبط بتدفقات وبلوتونات يرجع عمرها بين ٢١ و٢٤ مليون سنة (الشكل ٤)، وكما لاحظ هؤلاء الباحثون فإن النشاط الثيولاتى Tholeiitic استمر قرابة ١٧٠٠ كيلومتراً (وتزيد لو أن التواريخ كانت متاحة فى سيناء). كما فى النشاط البركانى الذى حدث فى نطاق صدع القاهرة–السويس فى هذا الوقت، وقد قدمت ثلاثة تحليلات باستخدام Ar39، Ar40أعطت أعماراً ما بين ٢٣,٦ و٢٢,٤ مليون سنة (لطفى وآخرون ١٩٩٥) (الشكل ٤)، وبالتوغل شمالاً فى الأردن نجد نشاطات بركانية مبكرة فى حارات أش شاما Harrat Ash Shama بين ٢٦ و٢٢ مليون سنة باستخدام البوتاسيوم–أرجون (K-Ar)، وعندما يكون حوض البحر الأحمر قد تكون حوالى ٢٤ مليون سنة فقد تكون بسرعة شديدة متزامنة مع تشقق تمددى كبير، وربما ارتبط الخسف فى عفار بالحدود الشمالية الشرقية المصرية بسبب تراكيز الضغط الإقليمى فى الانثناء الموجود بالحد القارى بين شمال أفريقيا والمشرق (الشكل ١) (Burke, 1996).

تجزأ خسف البحر الأحمر المبكر على طول مضربه Strike Fault داخل أحواض فرعية Subbasins مميزة مكوناً نصف جرابن Half Grabenكشكل عام، وانفصلت بأنطقة إيواء عرضية Transverse Accommodation Zones، وتغير شكل الأحواض الفرعية غير المتماثلة الشائع بشكل كبير عبر أنطقة الإيواء بشدة بتراكيب الركيزة السابقة، خاصة فى نظام صدع نجد Najd Fault System (Young & McClay, 2002).

ترسبت الطبقات المتزامنة مع الخسف بخليج السويس والبحر الأحمر على سطح منخفض، وبالقرب من مستوى سطح البحر بشكل عام، ومع بداية التمدد فى مرحلة

الانتقال بين الأوليجوسين والميوسين (أقدم خسف بحرى إريترى تقريباً) تطور ارتفاع الحائط السفلى المحلى بسرعة، وفى جنوب خليج السويس توجد أشكال نادرة من الحصى الجرانيتى خلال تكوين نخول السفلى. وهذا الحصى شائع فى تكوين الوجه فى ميدين. ويحتوى تكوين حماميت فى السودان بشكل مشابه على فتات خشنة من صخور مرفوعة لما قبل التصدع، وهذا الرفع كان محدداً لبلوكات الصدع وكان مختلفاً بشدة عن الصخور المكونة لجدار الخسف الإقليمى اللاحق Regional Rift Shoulder (سوف يناقش فيما بعد).

وتتميز قمم تكوين النخول فى خليج السويس ومجموعة تايران Tayran Group على طول حد العربية السعودية على البحر الأحمر (الشكلان ٨أ، ٩) بتغير جانبى واسع من طبقات أنهيدرايت والكربونات (سعودى وخليل ١٩٨٦).

وربما ارتبطت هذه الوحدات بانخفاض فى مستوى سطح البحر فى نهاية الفترة الأكويتينية، وفى الوقت نفسه شكلت البلوكات الصدعية الصغيرة إلى نصف جرابن (أخدود) كبير، حيث اعتلى قممه بالأطوار الأولى للرصيف الكربوناتى لتطور البحر الأحمر، وهذا الحدث ميز نهاية بداية الخسف .(Bosworth et al., 2005)

٤-٢-٢: **الهبوط الخسفي الرئيس**: Main Rift Subsidence

أعقب ترسيب التتابع التبخيرى والكربوناتى بتكوينى النخول-تايران تحركت وتزحزحت الرسوبيات فجأة إلى ظروف بحرية مفتوحة سائدة، وتميز ذلك بترسيب سميك لأحجار جيرية (لأعماق البحر) ومارل وطفل يحتوى حفريات جلوبيجيرينا (الشكلان ٨أ، ٩) تشير إلى تكوين روديس Rudeis Fm فى مصر، وتكوين برقان Burqan Fm فى السعودية، ومجموعة ماغيرسوم الأسفل Lower Maghersum Group فى السودان، وتكوين حاباب Habab Fm فى إريتريا، وهذه التكوينات ذات سمك حوالى ١٤٠٠ متراً، حوالى ١١٠٠ متراً، حوالى ٨٠٠ متراً، حوالى ١٥٠٠ متراً على الترتيب (الشكل ٩)، وقلت معدلات الاستدارة للبلوكات بشكل ما، ولكن زادت

معدلات الهبوط بشكل ملحوظ. معظم المشتغلين وضعوا بداية الهبوط السريع داخل نطاق N5 الفورامنيفرى البلانكتونية، ونطاق النانوحفرى الجيرى NN2 تقريباً عند حد Aquitanian Burdigalian ، أى حوالى ٢٠,٤ مليون سنة.

تقع التكشفات للركيزة بمحاذاة البحر الأحمر وغرب خليج السويس فى ارتفاعات متطابقة من ١٠٠٠ متر أو أكثر، وفى سيناء زادت أعلى القمم عن ٢٦٠٠ متراً. ودلت تحاليل آثار انفصال الأباتيت Apatite Fission من الحدود الغربية لخليج السويس إلى حدوث خسف مميز للركيزة، وبارتفاع حدث عند ٢٢ (١ مليون سنة يتطابق مع معدلات الهبوط السريعة (عمر وآخرون ١٩٨٩)، وفى سيناء قام (كوهن وإيال ١٩٨١) فى (Bosowarth et al., 2005) بتحديد تواريخ لأربعة تصدعات انفصالية بين (٢٠-٢٢ مليون سنة)، بالرغم من وجود أعمار قديمة عند (٢٤,(٢,٨ ، و٢٦,٦ (٣ مليون سنة) على طول حد البحر الأحمر فى العربية السعودية بين جدة واليمن، ذكرت أثر الانفصال واقترحت حدوث نحت لجانب الخسف مع حركة رفع بدأت عند حوالى ٢٠ مليون سنة، ولكن مع ٢,٥ كم على الأقل من الذى حدث بعد ١٣,٨ مليون سنة وكما ذكر فى (قسم ٢-٢-٤) تم التعرف على حركة رفع حدثت فى حوالى ١٧-١٦ مليون سنة فى دراسات أثر الانفصال للحد اليمنى، وعلى طول الحد التركيبى فى إريتريا وجد (Abbate et al., 2002) مجموعة متنوعة من أعمار أثر الانفصال تقريباً (من حوالى ١٠ إلى حوالى ٤٠٠ مليون سنة)، ولكن اقترح نموذج أفاد بحدوث تبريد رئيس للقشرة عزز بتعرية عند ٢٠ مليون سنة تقريباً، وبشكل مشابه وجد (Ghebreab et al., 2002) أعمار تبريد على طول الحد الإريترى شمال داناكيل بين ٢٣ و١٧ مليون سنة، وتفيد هذه الدراسات أن جدر البحر الأحمر الخسفى أو التصدعى واضح تآكلاً وتعرية واضحاً ومحدداً فى وقت حدوث القاطع الإقليمى نفسه (٢٤-٢٣ مليون سنة)، ومع بدء الطور الرئيس للتمدد والهبوط حوالى ٤ مليون سنة بعد بداية الخسف الإقليمى تطورت تعرية جدر أو حائط الخسف

(حركة رفع) عبر الحوض.

وبالرغم من تناغم الدراسات الخاصة بأثر انفصال الأباتيت Apatite Fission Track حول حدود البحر الأحمر والتى تفيد بعض بياناتها بأن طور تعرية الركيزة الأساسية بدأ فى جدار الخسف للبحر الأحمر الجنوبى بمصر، وفى مساحة صغيرة من شمال غرب خليج السويس عند حوالىً ٣٤ مليون سنة (الانتقال من الأيوسين- الأوليجوسين) (Omar & Steckler, 1995)، واعتبر هؤلاء الباحثين وغيرهم أن ذلك يمثل بداية الخسف بالبحر الأحمر متزامناً مع بداية الخسف فى خليج عدن، ولا توجد بيانات استراتيجرافية أو تركيبية أخرى مؤكدة فى نطاق شمال البحر الأحمر لدعم هذا التفسير .(Bosworth & McClay, 2001)

دراسات أثر انفصال لاستيكلر وعمر كانت تقع بالقرب من مناطق تصدع – زحزحة– المضرب فى الأيوسين المتأخر (التيسى) نوقش فيما سبق، وسبب هذا بشكل كبير الانكشاف المحدود، ويتوافق مع زيادة الهبوط ورفع جدار الخسف فى البورديجاليان المبكر Early Burdigalian (٢٠ مليون سنة)، واستمر التحام الصدوع الخسفية فى أوائل العصر البرديجالى إلى تراكيب أكثر استمرارية (Bosworth, 2005)، وتم اختفاء أحواض كبيرة على طول الحدود الغربية والشرقية للخسف، وبدأ التمدد يركز على محور الخسف، وآثار هذه الأحواض مازالت موجودة حتى الآن داخل جوانب الخسف المرتفعة، وتشمل أحواض عش الملاحة ودوى فى مصر، وأحواض الوجه وينبع فى العربية السعودية (الأشكال ١، ٨ب، ٨ج)، وتوقفت الأنشطة البركانية بشكل كبير فى حوض البحر الأحمر أثناء هذه الفترة (من حوالى ١٩ إلى حوالى ١٣ مليون سنة) .(Coleman, 1993)عند ١٧ مليون سنة حدث عدم توافق Intraformational فى منتصف الكليسيمية Mid-Clysmic، أو منتصف روديس Mid-Dudeis نشأ فى حوض خليج السويس المركزى، القطاع الذى يعتلى عدم التوافق كان رملياً أكثر مما يليه، وتم عمل تفسيرات تركيبية عديدة لهذا التغير فى

الترسيب الذى ارتبط محلياً بارتفاع أعقبه توقف الحركة على بعض الصدوع، وربما كان ذلك تأثير الاصطدام المبكر فى عفار بين صفيحتى أوراسيا وأرابيا على طول خط الالتحام، والطبقات زاجروس-البلطيق، وكان ما حدث فى منتصف الروديسية أقل أهمية فى جنوب خليج السويس والمناطق الأخرى الجنوبية منها.

وقد أوجد (Hughes & Beydoun, 1992)فى (Bosowarth et al., 2005) ارتباطاً بين تكوين روديس البرديجالى لمارل الجلوبيجيرينا (حوالى ٢٠,٤ إلى حوالى ١٦ مليون سنة) فى أنحاء الآبار العميقة بحوض البحر الأحمر من مصر إلى إريتريا، ويعتقد معظم الباحثين أن هذه السحنة الخاصة بالمياه العميقة تمثل التتابع الترسيبى الأساسى للخسف المتزامن مع هبوط وتكوين لمساحة الإيواء الناتجة مباشرة بسبب التمدد الذى وجده (ماكنزى ١٩٧٨) فى (Bosowarth et al., 2005)، كما يميز قمة روديس شكلاً من الترسيب التبخيرى (الشكل ٩)، وخاصة الأنهيدرايت، وتمثل هذه الصخور علامة مميزة Marker ليثولوجية مهمة فى أنحاء خليج السويس والبحر الأحمر، ويحدد أسفل تكوين كريم Kareem Fm فى مصر، وتكوين جبل كبريت فى العربية السعودية، وتعتلى الترسيبات التبخيرية ترسيبات مختلطة مفتوحة وبحرية حافية من الصخور الفتاتية والكربوناتية، وتصل تكوينات كريم وجبل كبريت إلى سمك ٣٥٠ متراً و١٠٠٠ متراً على التوالى، وكان تكوين كريم فى أول الأمر يعتقد أنه يرجع إلى الميوسين الأسفل، ولكن الدراسات البيواستراتيجرافية الحديثة توضح أنه يرجع إلى العهد اللانفى Langhian (حوالى ١٦ إلى حوالى ١٣,٧ مليون سنة) إلى السيرافالى Serravalian(حوالى ١٣,٧ إلى حوالى ١١,٦ مليون سنة) مع حفريات لانفية، وجدت فى أجزاء من روديس العلوى، وحدد Hughes (1992) تاريخ حدود روديس/كريم على خليج السويس بأنها ضمن العصر البورديجالى قبل ١٦ مليون سنة؛ وتبعاً لذلك فسر تكوين جبل كبريت، ومن المعروف أن وحدات المضاهاة بين كريم وجبل كبريت فى الحدود الإريترية والسودانية على البحر الأحمر تمتد من

البوردیجالی المتأخر إلی منتصف الميوسين (Bunter & Abdel Megid, 1989)، فی حين أن البيانات التفصيلية البيواستراتيجرافية الخاصة بهذه الأقسام لم يتم نشرها لهذه القطاعات.

٤-٢-٣: بداية حد التحول من العقبة-المشرق

Onset of Aqaba-Levant Transform Boundary:

تم تعريف الطبيعة اليسرى Sinistral لنظام كسور العقبة–المشرق بواسطة (لارتيت Lartet 1869)، وأتمهـا (دوبرتريت Dubertret 1932)، وباستخدام مجموعة متنوعة من التنوع الاستراتيجرافى والجيومورفولوجى والأدلة الحفرية، حيث ميز (كوينيل ١٩٥١–١٩٥٨) طورين من الإزاحة الأفقية للصدوع Offset: 62كم فی الميوسين، و٤٥ كم فی البليوسين إلى الحديث.

بداية الخسف لمجموعة قواطع سيناء (حوالى ٢٤–٢١ مليون سنة)، والشمال الغربى من العربية السعودية، وقد نوقشت فيما سبق أن هذه الإزاحة الأفقية

للصدوع Offset تكونت بقدر تراكيب الركيزة نفسها، أو حوالى ١٠٧ كم؛ ولهذا فإن بداية الحركة ظهرت فيما بعد الأكويتانى Post-Aquitanian، ومع أن هناك دليلاً على موقع التصدع ربما يحتل نطاقاً من الضعف الذى يعود عمره –على الأقل– إلى لحد تكوين النيوتيسى Neotethyan Levant Margin المشرقى، أو ربما أقدم.

أثناء أوائل الميوسين، ارتبطت أحواض خليج السويس والبحر الأحمر من ناحية الترسيبات، وكان تطورها التركيبى غير مميز (الفصل الرابع ٤–٢–٣)، ولا يوجد دليل قوى على حركة أو هبوط خليج العقبة أثناء أوائل الميوسين.

وأثناء منتصف العصر الميوسينى منذ حوالى ١٤–١٢ مليون سنة وقع حادث تركيبى رئيس فى جنوب خليج السويس وميدين (الشكل ١). ففى جنوب خليج

السويس انخفضت معدلات استدارة الكتل (البلوكات) بشكل كبير، وأوجدت عدم توافق فى مناطق عديدة. معظم الكتل Blocksفى جنوب خليج السويس تنحدر Plunge للشمال أسفل عدم التوافق دالاً على حركة رفع على طول ما سوف يصبح حد تحول أو انتقال العقبة .Aqaba Transform Boundary

وفى ميدين يرجع القطاع الاستراتيجرافى للصدوع والطيات إلى حركة قصية أيسرية Sinistral Shearing بدأت أحياناً بعد ترسيب طبقات من اللانفى وأوائل السيرافالى، ومنذ تقريباً ١٣ مليون سنة بدأت طوراً جديداً من الأنشطة البركانية الفجائية فى حارات أش شاما Ash Shamaفى الأردن بعد ٩ مليون سنة، وتفيد هذه السمات بأن خليج السويس كان معزولاً كخسف نشط بشكل قوى فى السيرافالى فى نهاية ترسيب تكاوين كريم/ جبل كبريت مع نقل حركة إلى حد التحول أو الانتقال الجديدة للعقبة. وتحول البحر الأحمر من الحركة العادية–الخسفية إلى تمدد عالٍ منحرف موازى للتحول وواجهته سيناء باستدارة بسيطة عكس عقارب الساعة. وربما أحدث ذلك ضغطاً Compression منخفضاً، ورفعاً Uplift فى أقصى شمال خليج السويس مزدوجاً مع انخفاض Drop بسيط فى مستوى سطح البحر، وقد أدى ذلك إلى انفصال شمال البحر الأحمر عن تدفق المياه البحرية للبحر الأبيض المتوسط، وتغيرت الترسيبات بشكل مفاجئ إلى تبخيرية منتشرة، المكونة لتكوين بلاعيم Belayim Fm فى مصر (EGPC, 1964)، وتكوين كيال Kial Fm فى العربية السعودية، ومجموعة ماغيرسوم العليا Upper Maghersum فى السودان، وهذه الوحدات تصل إلى حوالى ٤٠٠ متراً، وحوالى ٧٠٠ متراً، وحوالى ٨٠٠ متراً على الترتيب، وقد استمرت الظروف البحرية الطبيعية فى حوض دراج Darag Basinفى نهاية شمال خليج السويس (الشكل ٨ب) (حسن والداشلوتى ١٩٧٠) فى .,Bosowarth et al) (2005؛ ولذلك لم تنفصل وصلة البحر الأبيض المتوسط تماماً.

اقترح (ستيكلر وبرينك ١٩٨٦) أن سبب التحول فى شكل حد الصفيحة فى

منتصف الميوسين –أو ربما أقدم– فى منتصف الحدث الكلسيمى Mid-Clysmic Event هو عبارة عن عدم قدرة خسف أو تصدع البحر الأحمر على التمدد شمالاً عبر الأكثر قوة إلى الحد القارى للثيوسفير للبحر المتوسط القوية، وهذا النموذج فسر أيضاً سبب بقاء التحول الجديد من العقبة–المشرق داخلياً من حد المشرق Levant Margin، ولم يكن ستيكلر وبرنيك (Steckler & Brink, 1986) مدركين الخسف المميز فى أوائل الميوسين، المدفون الآن تحت دلتا نهر النيل الحديثة (خسف المنزلة Manzalla Rift (Bosworth, 2005))، كما لم يكونا مدركين لحقيقة أن تحول العقبة–المشرق يدخل ضمن حوض البحر الأبيض المتوسط فى بحر جليلى Sea of Galilee، وأن تشوهات زحزحة المضرب المميزة تحدث خارج الشاطئ، وفى عمق البحر من إسرائيل ولبنان، وربما تكون القوة (العزم) الأعظم (الليثوسفير) للحد القارى للبحر الأبيض المتوسط قد لعبت دوراً فى تحديد شكل حد صفيحة البحر الأحمر فى أوائل العصر الميوسينى أو بعده، ولكن ليس كاملاً كما هو موجود الآن.

إن بداية الحركة على التحول أو انتقال العقبة–المشرق لم توقف الهبوط فى خليج السويس، ولكن أدت إلى تقليل التمدد بشكل حاد، وأشارت الاستردادات Res-torationsالتركيبية، ونمذجة Modelingالهبوط إلى حوالى ٣٥ كم من إجمالى التمدد الذى حدث عبر جنوب خليج السويس، وهذا يعادل حوالى ١,٦ =(إقليمياً، ولكن على محور الخسف حوالى ٢=(، ولاحظت التجارب الزلزالية الانكسارية Seismic Refractionانخفاض ٥٠٪ فى سمك القشرة على طول محور الحوض (Gaulier et al., 1988).يستمر ترسيب الطفل ذى البيئة البحرية المفتوحة محلياً على طول الحد الإريترى إلى الميوسين المتأخر. الارتباط بخليج عدن على المحيط الهندى خلال ميوسين باب المندب Bab El-Mandeb Miocene (١٠ مليون سنة)، ويسود ترسيب الهاليت الكتلى خلال حوض البحر الأحمر (شكل ٩)، ويشار إلى هذه التكاوين بجنوب غارب South Gharib فى مصر (فوزى وعبد العال ١٩٨٦)، والمنسية Mansiyah

فى العربيـة السعـودية، ودونجـوناب Dungunabفى السـودان، وعنبـر Amberفى إريتريا. ومعظم التحاليل الاستراتيجرافية والبيانات المنشورة توضح أن الملح الكتلى Massive Halite يرجع عمـره إلى تورتونيـان Tortonian، مطابق مع انخفـاض كبيـر جـداً فى سطح البحـر (Haq et al., 1987)، ويـزداد انخفـاضـاً فى السـرفالى Serravalian.

ويعتبر مؤلفون آخرون أن الملح جزئياً أو كلياً يرجع عمره إلى السرفالى Serrvalian، ويرجع اختلاف السمك الترسيبى للملح الكتلى إلى (الحركة الملحية) اللاحقة Halokinesis افترض أنه حوالى ٣٠٠ متراً فى (شكل ٩)، ولكن هناك تبايناً أو تغيراً ترسيبياً عرضياً كبيراً (Bosworth, 2005).

إن طبيعة الطبقات النيوجينية فى خليج العقبة غير معروف، حيث لم يتم القيام بحـفر آبار هناك، وتشيـر دراسات الجـاذبيـة إلى الاحـتفـاظ بحد أدنى ٤–٥ كم من الصخور الرسوبية فى المناطق المنخفضة الرئيسة الثلاثة. وعلى طول الخط الساحلى المصرى بسيناء، فإن الأحواض الموازية لخليج العقبة التى تطورت داخل الركيزة النيوبروتيروزية تضم أحجاراً رملية عالية التشوه من الكامبرى–أوردوفيشى لقطاع ما قبل الخسف.

يتبع بداية انتقال العقبة–المشرق فى منتصف الميوسين تبركن بازلتى أوليفينى قلوى ينتشر من حارات أش شاما (تقريباً ١٣ مليون سنة) جنوباً إلى الحارات الأخرى الحديثة لعوايريد Harrats Uwayrid (تقريباً ١٢ مليون سنة)، وخيبر Khaybar (تقريباً ١١ مليون سنة)، وراحات Rahat (تقريباً ١٠ مليون سنة) (الشكلان ١ و٤)، ولسوء الحظ فإن تقدير العمر يتم باستخدام نظيرى الأرجون Ar39، Ar40والذى لم يتح أبداً للتعرف بشكل جيد على تفاصيل عمر هذا الحدث.

وارتبطت مـخاريط الرماد Cinder Cones بتـدفقاتها فى الميوسين الأوسط، والبازلت الأحدث عمراً الآخذ لاتجاه يقرب من الشمال–جنوب (القواطع التى تشغله

لها اتجاه شمال–جنوب)، والتى توضح أن أقصى ضغط أفقى على منطقة واسعة من العربية السعودية يتجه أيضاً شمال–جنوب إعادة تنشيط صدوع الركيزة القديمة المتجهة إلى شمال–جنوب، وهو المفترض لهذه الاتجاهات (Coleman et al., 1983).

وتعد الحقبة الزمنية التى تمثلها ترسيبات الهاليت الكتلى –الميوسين الأوسط والميوسين المتأخر توقعية بدرجة كبيرة، وأحياناً التورتونى Tortonian (حوالى ١١,٦ إلى حوالى ٧,٢ مليون سنة)، أو المسينانى Messinian (تقريباً ٧,٢–٥,٣ مليون سنة) تحول الترسيب إلى طبقات متبادلة من أنهيدرايت، وطفل، وحجر رملى، وأحجار جيرية، وهاليت موسمى تمثل بيئات بحرية ضحلة، ويشار إلى هذه الوحدات فى تكاوين زيت Zeit (خليج السويس) وغواص Ghawwas بالعربية السعودية، والصحراء Desert بإريتريا (الشكل ٩)، وفى خليج السويس وجنوب البحر الأحمر يصل سمك هذا التتابع إلى حوالى ١٥٠٠ متراً، ولكن على طول حد العربية السعودية تطابق حوالى ٣٥٠ متراً.

٣-٤: انتشار منتصف المحيط وتطور طور الانجراف أو الزحزحة

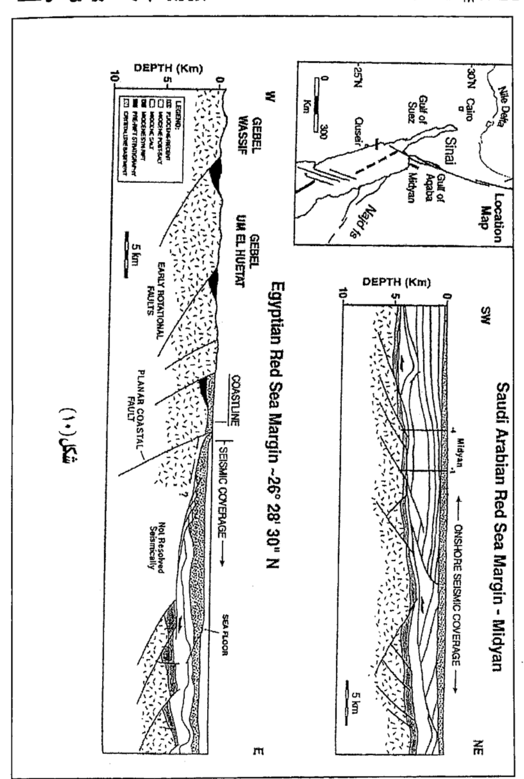
Mid-Ocean Spreading and Drift Phase Evolution:

تدل وتظهر الشرائط المغناطيسية لمركز الانتشار المحيطى أول بداية له عند ٥ مليون سنة تقريباً فى جنوب–وسط البحر الأحمر عند خط عرض ١٧° شمالاً. وقد سبق ذلك بلا شك بملايين السنين نشاط نارى أقل تنظيماً فى المنطقة المحورية، كما قد يحدث فى شمال البحر الأحمر فى الوقت الحالى، وبداية الانتشار فى جنوب البحر الأحمر أعقبها بسرعة عند حوالى ٣ مليون سنة انتشار وسط خليج عدن، وغرباً من منطقة الكسور Mتجاه خليج تادجورا (الفصل الرابع ٤–٣ أعلاه)، وبشكل متزامن فقد زاد معدل الزحزحة Slipعلى طول انتقال حد خليج العقبة–المشرق بشكل مهم (Quennell, 1958; Freund et al., 1968-1970).

كان النشاط التكتونى الملحوظ الذى ميز انتقال من الميوسين إلى البليوسين (حوالى ٥,٣ مليون سنة) يصاحبه نهاية الترسيب التبخيرى الواسع وعدم توافق رئيس (تكاوين قمة زيت، غواص، Dessertالشكل ٩)، وعدم التوافق هذا هو أكثر حدث زلزالى فى البحر الأحمر، وتتطابق على الأقل جزئياً مع عدم التوافق الميسيانى Mes-sinianللبحر الأبيض المتوسط. ومحلياً يستمر عدم التوافق خلال قمة الحسور الملحية الذى من المؤكد أنه كان مكشوفاً سطحياً أو تحت مائياً Subaqueous، وأثناء البليوسين تعمق الارتباط البحرى خلال وصلة باب المندب، وأعادت ظروفاً بحرية مفتوحة خلال حوض البحر الأحمر.

أثناء البليوسين استمرت الفتات الصخرية Detritus للدخول فى حوض البحر الأحمر من ارتفاع حدود الخسف، وتم صيد أو حبس معظم هذه الرواسب فى الأحواض الصغيرة Mini-Basins على طول سواحل حوض البحر الأحمر الرئيسة لكل من خارج وداخل الشواطئ. وتكونت الأحواض الصغيرة أعلى الهاليت الميوسينى المنساب. وكانت محصلة هذا فى رواسب–قاعية محورية A Sediment Starved Axial Trough راقدة على عدة كيلومترات أسفل ارتفاع الأحواض الساحلية. ونتيجة لتباين الارتفاعات أدى ذلك إلى سقوط الحدود عن طريق صدوع كبيرة ترتبط بالقرب من أسفل المتبخرات (شكل ١٠)، وبعيداً عن هذا السقوط الكبير يحدث سواء على طول خطوط الساحل الحالى، أو عند إعادة الدخول فى الركيزة المعقدة مثلما هو موجود عند ميدين فى العربية السعودية.

وتعد الحدود المصرية والسعودية الشمالية على البحر الأحمر أكثر استقامة مباشرة، مما يفيد تأثر بعض مواقع الكسور الساحلية بالصدوع العادية فى الركيزة المتأخرة التى تسفلها، وأيضاً حدث انزلاق قطاع ما بعد الملح Post-Salt فى أقصى جنوب خليج السويس دافعاً كتلاً كبيرة يزحزحها ناحية شمال البحر الأحمر الباثميترى الأعمق .(Orszag Sperber, et al., 1998)


Location Map
Nile Delta
Cairo
30°N
Gulf of Suez
Sinai
Gulf of Aqaba
Midyan
Quseir
25°N
Najd fs
0
300
Km
Saudi Arabian Red Sea Margin - Midyan
SW
NE
DEPTH (Km)
0
5
10
Midyan 4
Midyan 1
ONSHORE SEISMIC COVERAGE
5 km
Egyptian Red Sea Margin ~26° 28' 30" N
W
E
GEBEL WASSIF
GEBEL UM EL HUETAT
EARLY ROTATIONAL FAULTS
PLANAR COASTAL FAULT
COASTLINE
SEISMIC COVERAGE
Not Resolved Seismically
SEA FLOOR
LEGEND:
5 km

شكل (١٠)

٤-٤ جيولوجية الحقب الرباعي والنيوتكتونيك

Quaternary Geology and Neotectonics:

ظلت الكسور التمددية الخسفية فى جنوب خليج السويس، ووصلتها بخليج العقبة نشطة فى الحقب الرباعى Quaternary حتى الوقت الحاضر، وهذا ثابت بالنشاط الزلزالى المتواصل، وصعود المصاطب المرجانية فى أواخر العصر البليستوسينى والهولوسينى، وتطور التمدد وكسور التمدد فى الترسيبات من أواخر العصر البليستوسينى. (Bosworth & Taviani, 1996) وبناءً على تحليل بيانات الآبار الاستكشافية، وحركية الصدع ذات النطاق الصغير، فإن الاتجاه الحالى للضغط الأفقى الأدنى هو شمال ١٥° شرق، وموازياً تقريباً لحد التحول العقبة-المشرق، وغير متعامد مع اتجاه الخسف. وفى غرب البحر الأحمر خلال أجزاء كثيرة من السودان، حيث يبلغ الضغط الأدنى الحالى متجهاً شمالاً وجنوباً .(Bosworth et al., 1992)

قام (Joffe & Garfunkel, 1987) بإعادة تقييم حركية الصفيحة لمنطقة البحر الأحمر بأكمله، وتوصلا إلى أن سرعة الزحزحة (بعد ٥ مليون سنة) بين سيناء وأفريقيا فى جنوب خليج السويس تصل إلى حوالى ١,٦ مم/السنة متجهة شمال ٢٩° شرق، وبشكل مشابه دلت التحليلات الجيومترية جنوب خليج السويس لرفع مصاطب المراجين والصدوع النشطة المرتبطة بها حوالى ١ مم/السنة تمدد باتجاه شمال ١٥° شرق (حوالى ٠,٧٥ مم/السنة خسف) عبر حوالى ٤٠٠ ألف سنة، معدلات مشابهة (٠,٨ مم/السنة)، ولكن باتجاه بين شمال ٣٢° شرق، وشمال ٩٠° شرق (Steckler et al., 1988).

وتقع المصاطب المرجانية البليوستوسينية الأعلى طبوغرافيا على طول حد الأردن والعربية السعودية على خليج العقبة حتى حوالى ١٠٠ متراً فوق مستوى سطح البحر (Dullo, 1990)، وهذا يوضح عنصراً مهماً لحركة رفع على طول الجانب الجنوبى لحد الصفيحة المتحولة .Transform Plate Boundary

لم يسجل نشاط زلزالى مهم فى شمال البحر الأحمر جنوب خليج السويس (الشكل ٢) بالرغم من التمدد المتواصل بمحور الصدع، وتحف كل من الحدود العربية السعودية والمصرية العديد من مناسيب ارتفاعات الشرفات البليستوسينية

والهولوسينية، ولكنها لا توضح حركة رفع مهمة، وتفيد بشكل عام الاستقرار الرأسى النسبى .(Plaziat et al., 1998)

ارتبطت أنشطة زلزالية (سيزمية) مميزة جنوب خط عرض ٢١ ° شمالاً بمركز الانتشار المحورى لجنوب البحر الأحمر (شكل ٢) . بعيداً عن إريتريا فى عمق البحر فى داحلاك أركيبيلاجو Dahlak Archipelago (شكل ١)، يتقطع الحجر الجيرى البليوستوسينى لدحلاك بصدوع عادية نشطة، ومعظم هذا التشوه يعزى إلى ربط خسف داناكيل النشطة مع مركز الانتشار جنوب البحر الأحمر.

تحدث غالبية الزلازل فى عمق البحر نتيجة فالق مضرب–زحزحة يسرية Sinistral Strike-Slip مع أن توابعه يمكن أن تكون معقدة (العمرى وآخرون، ١٩٩١) و(سالامون وآخرون، ٢٠٠٣) . والمراوح الفيضية المتصدعة فى الحقب الرباعى على طول خط الساحل المصرى توضح بشكل شائع حركة ميل–زحزحة Dip-Slip Movement مؤكدة الحركات المحلية المعقدة لنطاق التصدع .(Bosworth et al., 2005)

تظل مناطق واسعة من الحد القارى للبحر الأحمر نطاق البازلت القلوى فى العربية السعودية، وتم تسجيل انفجارات لما بعد النيوليتى Post-Neolithic التأريخى لتدفقات حارات كشب، وخيبر، وراحات، والحقب الرباعى المتأخر المتواجدة عند هذه الحارات وحارات البيرك Harrats Al-Birk فى جبل الحايلا Jabal Haylah، وعشارا، وقورا، وأثناين (شكل ٤) (Camp et al., 1987, 1989, 1991)و(Coleman, 1993)

الفصل الخامس

٥-١: معدل تقارب وتباعد الصفائح التكتونية Plate Scale Considerations

منذ العمل الرائد لـ(ماكنزى وآخرين ١٩٧٠)، و(Chase, 1978)، و(Le Pichon & Francheteen, 1978) تم إدراك الحركية الحديثة للمفصلة الثلاثية لعفار Afar Triple Junction، ولكن لم يتم تعديله تعديلاً جوهرياً، ويمكن استنتاج حركات النسبية للصفيحة من تحليل تحول العقبة-المشرق (حوالى ١٤ مليون سنة حتى الآن)، وأنطقة الكسور فى خليج عدن (تبدأ من حوالى ١٩-١٨ مليون سنة فى الشرق، وحوالى ١٠ مليون سنة فى الغرب)، ويمكن استخدام التقديرات الجيولوجية للتمدد القشرى Crustal، وبيانات حركية الصدع المنكشف على سطح الأرض فيما يتعلق بالأطوار المبكرة للخسف.

فى الركن الجنوبى الغربى للخليج العربى (١٢,٥° شمالاً، و٤٣,٥° شرقاً)، وتشير قياسات (GPS) وكشوف الدوائر الأرضية إلى أن حركة الصفيحة العربية Arabia الحالية بالنسبة لأفريقيا (النوبة) Nubia تكون ١,٧-٢ سم/ السنة تجاه (Azimuth) شمال ٤٨° شرق، وحركة الصفيحة العربية بالنسبة للصومال تكون ١,٧ سم/ السنة تجاه شمال ٣٧° شرق، مما يشير إلى ابتعاد Divergence خفيف بين أفريقيا والصومال.

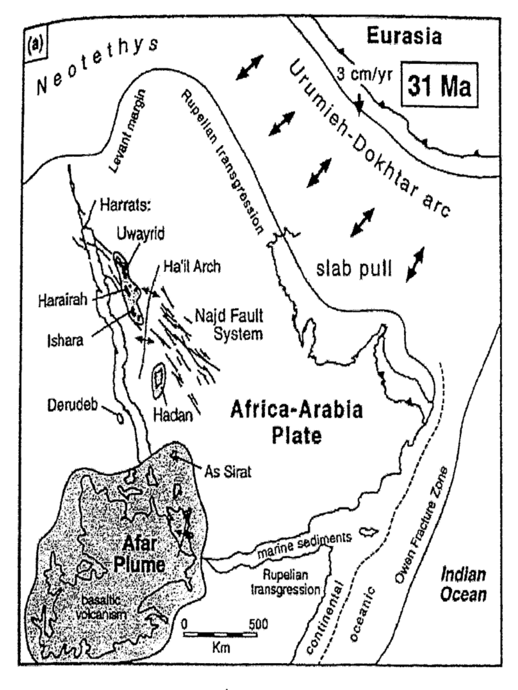
يتنبأ نموذج Nuvel-1 لحركة الصفيحة العالمية بتقارب بين الصفيحة العربية Arabia وأوراسيا على طول فالق زاجروس-البلطيق الرئيس Zagros-Bitlis عند ٣٥° شمالاً، و٤٧° شرقاً بحوالى ٢,٨ سم/السنة ناحية شمال ١١° غرب، يزيد هذا التقارب إلى حوالى ٢٩° شمالاً و٥٥° شرقاً، وتسجل قياسات GPS الحركة النسبية فى الاتجاهات نفسها تقريباً، ولكن مع حوالى ٧٠٪ من السرعة.

فى الجانب الشرقى من البحر الأبيض المتوسط تنبأ النموذج NUVEL-1 بتقارب Convegence بين صفيحتى أفريقيا وأوراسيا عند نطاق الإيلاج Subduction فى كريت يقدر بحوالى ١,٠ سم/السنة تجاه شمال غرب. ويزداد معدل التقارب إلى

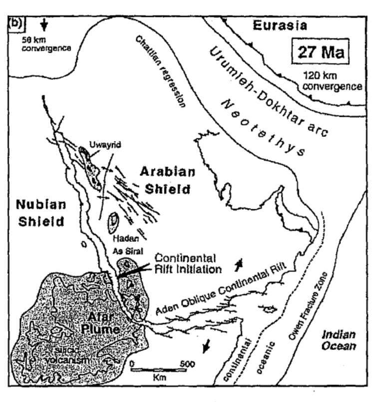
حوالى ١,٤ سم/ السنة شمالاً، وشرقاً قرب حد المشرق، والفارق بين التقارب فى صفيحتى أفريقيا-أوراسيا، وصفيحتى آرابيا-أوراسيا يبلغ حوالى ١ سم/السنة، وهذا معدل متوسط مشابه جداً للتقدير الجيولوجى الذى أظهره (Quenell, 1951-1958) بحدوث زحزحة Slip بمقدار حوالى ٤٥ كم أثناء البليوسين حتى الآن (حوالى ٥,٣- صفر مليون سنة) . وتعطى قياسات GPS صورة أكثر تعقيداً للجانب الشرقى من البحر الأبيض المتوسط (McClusky et al., 2003) ترجع بشكل كبير إلى التشوهات حول صفيحة أنوتاليا Anatolian Plate، حيث إن نموذج NUVEL-1 لم يدركها.

هناك معلومات متاحة اهتمت بتاريخ فتح لنظام خسف البحر الأحمر-خليج عدن. وقد حدث تمدد إجمالى تقريباً حوالى ٣٥ كم عبر جنوب خليج السويس (الفصل الرابع ٤-٢-٣)، وعلى عكس أجزاء أخرى من نظام الخسف، فإن هذا التقدير مرتبط بآبار استكشافية عديدة تصل السيزمية العكسية والانكسارية، الإزاحة الكلية الأفقية للصدع على طول حد التحول العقبة-المشرق قدرت بحوالى ١٠٧ كم (٦٢ كم ميوسين، ٤٥ كم بليوسين إلى الحديث (الفصل الرابع ٤-٢-٣) بشكل متكرر إلى الركيزة المتبلرة، والبيانات السيزمية العكسية والانكسارية، وفى جنوب-وسط البحر الأحمر تكونت ٨٥ كم من القشرة البحرية على مدار الـ٥ ملايين سنة الماضية. (Cochran, 1981) حسب معدلات انتشار الشذوذ الخمسة من ٢,٨ سم/السنة لشرق حيد شيبا Sheba Ridge، ٢,١ سم/السنة لشرق خليج عدن، و٢٠ سم/ السنة لمنتصف خليج عدن. وأثناء الـ١٠ مليون سنة الماضية أنتج هذا حوالى ٢٥٥ كم من القشرة المحيطية التى أضيفت إلى منتصف حيد شيبا، وأثناء ٨-٩ مليون سنة قبل هذا فإن حوالى ٥٠ كم من القشرة المحيطية أضيفت إلى حيد نطاق كسر شرق ألولا-فارتاق (شكل ٦ب، الفصل الثالث٣-٣)، وفى جنوب منتصف البحر الأحمر حوالى ٨٥ كم من القشرة المحيطية تكونت خلال الـ٥ مليون سنة الماضية.

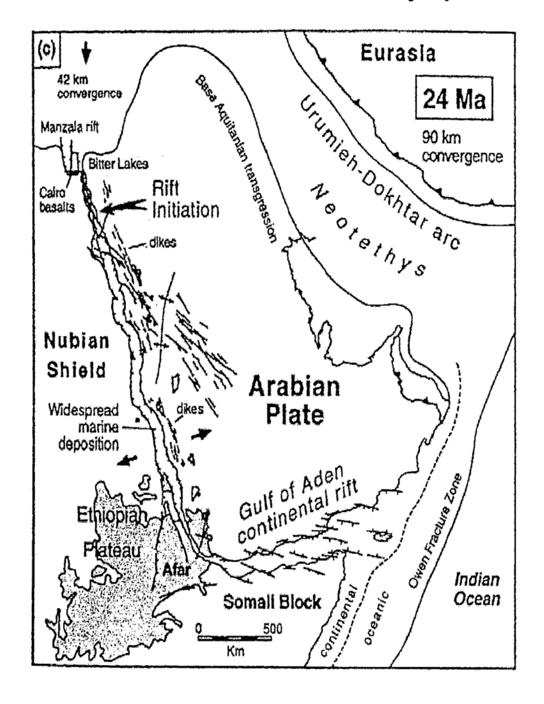
ويمكن مضاهاة تتابعات التكتو-استراتيجرافى لأحداث مهمة فى حدود أخرى


(a)
Neotethys
Eurasia
3 cm/yr
31 Ma
Urumieh-Dokhtar arc
Levant margin
Rupelian transgression
Harrats:
Uwayrid
Ha'il Arch
Harairah
Ishara
Najd Fault System
slab pull
Derudeb
Hadan
Africa-Arabia Plate
As Sirat
Afar Plume
basaltic volcanism
marine sediments
Rupelian transgression
0 500
Km
continental
oceanic
Owen Fracture Zone
Indian Ocean

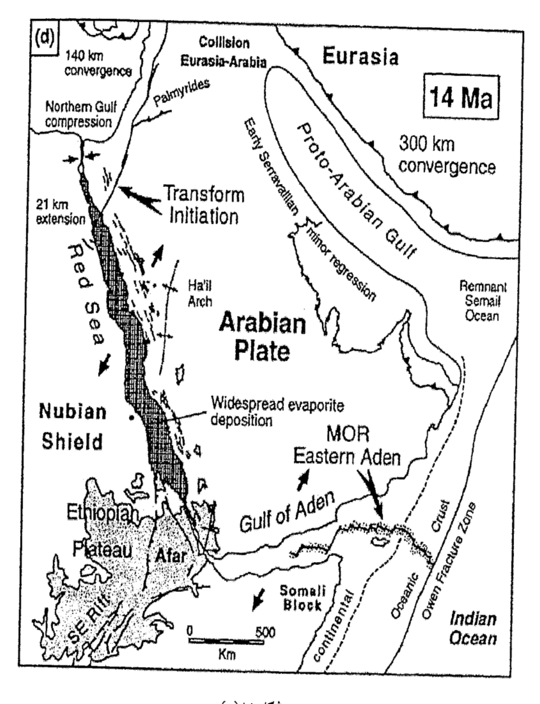
شكل ١١ (أ)


(b)
58 km
convergence
Eurasia
27 Ma
120 km
convergence
Chattian regression
Urumieh-Dokhtar arc
Neotethys
Uwayrid
Arabian
Shield
Nubian
Shield
Hadan
As Siral
Continental
Rift Initiation
Aden Oblique Continental Rift
Owen Fracture Zone
Afar
Plume
silicic
volcanism
0
500
Km
continental
oceanic
Indian
Ocean

شكل (١١ب)


(c)
42 km
convergence
Manzala rift
Bitter Lakes
Cairo
basalts
Rift
Initiation
dikes
Base Aquitanian transgression
Eurasia
24 Ma
90 km
convergence
Urumieh-Dokhtar arc
Neotethys
Nubian
Shield
Arabian
Plate
Widespread
marine
deposition
dikes
Gulf of Aden
continental rift
Ethiopian
Plateau
Afar
Somali Block
0
500
Km
continental
oceanic
Owen Fracture Zone
Indian
Ocean

شكل ١١ (جـ)

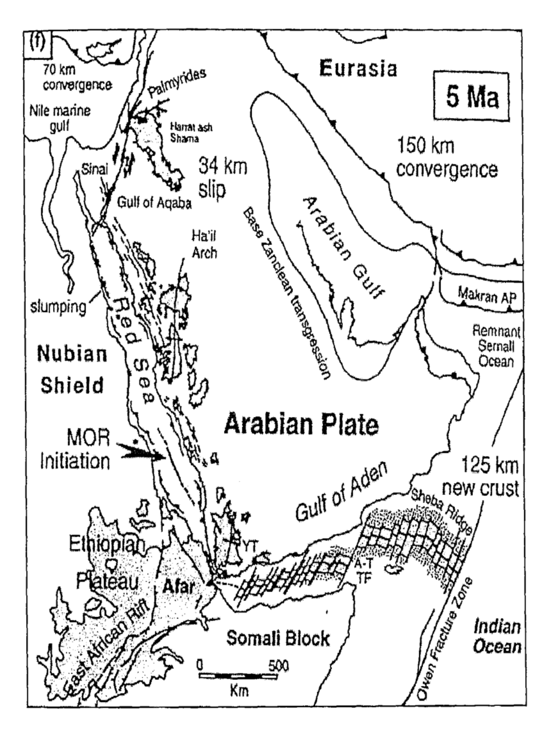


(d)
140 km convergence
Collision Eurasia-Arabia
Eurasia
14 Ma
Palmyrides
Northern Gulf compression
Early Serravallian minor regression
Proto-Arabian Gulf
300 km convergence
Transform Initiation
21 km extension
Red Sea
Ha'il Arch
Arabian Plate
Remnant Semail Ocean
Nubian Shield
Widespread evaporite deposition
MOR Eastern Aden
Ethiopian Plateau
Afar
Gulf of Aden
Crust
Owen Fracture Zone
Somali Block
SE Rift
0 500 Km
continental
Oceanic
Indian Ocean

شكل ١١ (د)

(e)
56 km
convergence
28 km
slip
Palmyrides
Harrat ash
Shama
Eurasia
10 Ma
120 km
convergence
N-S compression
Base Tortonian regression
Eonile
proto-Gulf
of Aqaba
Younger
Harrat
Volcanism
Arabian Gulf
Makran AP
Red Sea
Arabian
Plate
Remnant
Semail
Ocean
continued evaporite
deposition
Nubian
Shield
120 km
new crust
MOR Initiation
Central Aden
Sheba Ridge
Ethiopian
Plateau
Afar
A-T
TF
East African Rift
Somali Block
0
500
Km
Owen Fracture Zone
Indian
Ocean

شكل ١١ (هـ)


(f)
70 km
convergence
Nile marine
gulf
Palmyrides
Harrat ash
Shama
Eurasia
5 Ma
150 km
convergence
34 km
slip
Sinai
Gulf of Aqaba
Ha'il
Arch
Arabian Gulf
Base Zanclean transgression
Makran AP
Remnant
Sernall
Ocean
slumping
Red Sea
Nubian
Shield
Arabian Plate
MOR
Initiation
125 km
new crust
Gulf of Aden
Sheba Ridge
Ethiopian
Plateau
YT
A-T
TF
Afar
East African Rift
Somali Block
Owen Fracture Zone
Indian
Ocean
0
500
Km

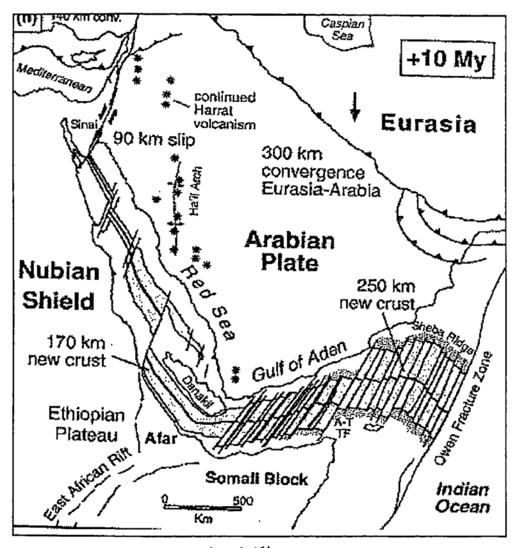
شكل ١١ (و)

من الصفيحة العربية الليثوسفيرية، وذلك يقدم سياقاً حركياً جيولوجياً (جيوديناميكى) يظهر فيه التمدد والانصهار خلال نظام الصدع (الخسف)، ويقدم مفهوماً عميقاً لسبب وقوع الأحداث وتوقيت وقوعها. فعلى سبيل المثال نجد أن عمر بداية حد التحول العقبة–المشرق الذى قمنا بتفسيره (حوالى ١٤ مليون سنة) مطابق مع اصطدام الصفيحة العربية Arabia مع صفيحة أوراسيا الذى يمكن أن يكون نتج عنه تغير رئيس فى قوى الحدود العاملة حول الصفيحة العربية (Hempton, 1985; Decourt et al., 1986; Savostin et al., 1986).

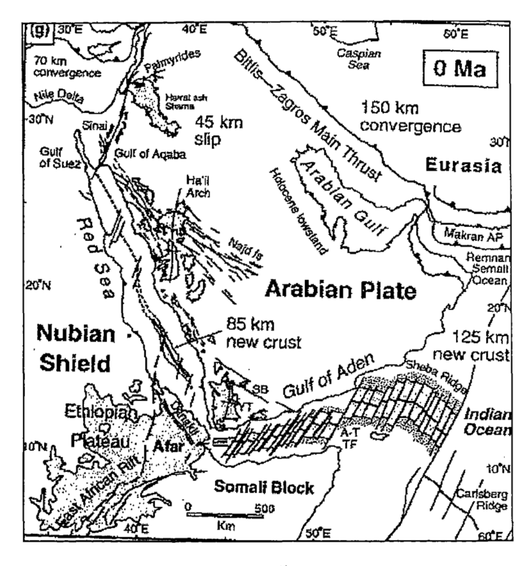
يلخص جدول (١) استخدام هذه المعلومة عن الحركة الحالية والماضية حول الصفيحة العربية والأحداث التكتونية الإقليمية، و(شكل ١أ–ى) يبين تاريخ فتح البحر الأحمر صدع أو خسف خليج عدن منذ أواخر الأوليجوسين المبكر Late Early Oligocene بادئاً من ٣١ مليون سنة، وبداية الانصهارات البركانية Volcanism فى منطقة عفار العظيمة (شكل ١١أ) (الفصل الثانى ٢–١–٣ و٢–٢–٣). بدأ التصدع أو الخسف فى خليج عدن حوالى ٢٩,٩–٢٨,٧ مليون سنة، وفى أقصى جنوب البحر الأحمر حوالى ٢٣,٨–٢٧,٥ مليون سنة (الفصل الثالث ٣–٢–١ والفصل الرابع٤–٢–١). والخريطة المختارة لتوضيح هذا الطور عند ٢٧ مليون سنة (شكل ١١ب)، الخسف ثم الانتشار سريعاً خلال البحر الأحمر عند الانتقال من الأوليجوسين إلى الميوسين (٢٤ مليون سنة) (شكل ١١جـ).

وكان اتجاه البحر الأحمر ضرورياً موازياً لقوس أوروميه–دوكتار البعيدة Uru-mieh-Doktar Arc، متعامداً مع الجهود أو الضغوط الممتدة، والناتجة بإيلاج الصفيحة الأفريقية–العربية الشمالية الشرقية Subduction. وفى منتصف الميوسين المبكر Early Middle Miocene بدأ حد تحول خليج العقبة–المشرق (حوالى ٤ مليون سنة) (شكل ١١د) (الفصل الرابع ٤–٢–٣). مع هذا الزمن بعض الانتشار المحيطى يحدث عند حيد أو نتوء شيبا الشرقية، وبالأخص شرق نطاق كسر ألولا–فارتاق، وامتد الانتشار خلال معظم خليج عدن فى أوائل الميوسين المتأخر Early Late Miocene (١٠مليون سنة)

(شكل ١١ هـ) . وبدأ انتقال وانتشار فى الميوسين–البليوسين فى جنوب–منتصف البحر الأحمر (٥ مليون سنة) كما يوضحه (شكل ١١و) ويمثل (الشكل ١١ن) الشكل الحالى للصفيحة . ويمثل (شكل ١١ى) . الموقف الحالى، حيث اختفى الخليج العربى وربط منتصف الانتشار المحيطى خليج عدن مع خليج تادجورا ومنخفض داناكيل، وخليج زولا Gulf of Zula فى نهاية الخريطة (+١٠ مليون سنة) .



شكل (١١ى)


(g)
30°E
40°E
50°E
60°E
0 Ma
70 km
convergence
Palmyrides
Nile Delta
Harrat ash Shama
Caspian Sea
Bitlis—Zagros Main Thrust
150 km
convergence
30°N
Sinai
45 km
slip
Gulf
of Suez
Gulf of Aqaba
Eurasia
Ha'il
Arch
Arabian Gulf
Holocene lowsland
Red Sea
Najd fs
Makran AP
Remnant
Semail
Ocean
20°N
Arabian Plate
Nubian
Shield
85 km
new crust
125 km
new crust
Gulf of Aden
Sheba Ridge
Ethiopian
Plateau
Afar
Danakil
A-T
TF
Indian
Ocean
10°N
East African Rift
Somali Block
Carlsberg
Ridge
0
500
Km

شكل (١١ن)

الفصل السادس

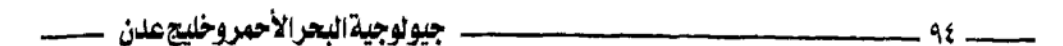
الشواطئ المرفوعة Raised Beaches

التأثيرات المناخية والتكتونية والتذبذبات البحرية على أشكال ورواسب الحقب الرباعى بساحل البحر الأحمر – مصر

٦-١: مقدمة:

تظهر الرواسب الساحلية المتواجدة بامتداد ساحل البحر الأحمر بالصحراء الشرقية بجمهورية مصر العربية، وهى تمتد عرضياً بداية من الشعب المرجانية الحديثة المتواجدة مباشرة على أو بالقرب من سطح البحر فى العمق إلى ما يقرب من عشرة كيلومترات للداخل؛ لتصبح بعدها مواجهة لصخور البريكامبرى، والتى هى جزء من الدرع النوبى Nubian Sheild (شكل ١٢أ، ب) (Veeh & Giegengack, 1970; Issawi et al., 1971; Butzer, 1976; Llloy, 1994). ويعتبر الوضع التكتونى كله أحد عمليات الرفع المصاحبة مع عمليات التصدع التى مر بها البحر الأحمر (Arvidson et al., 1994)، كما تجرى عدد من الصدوع العادية موازية للساحل ومتزامنة مع بلوكات ساقطة على الجانب البحرى، وتتكون رواسب السهل الساحلى من الحجر الجيرى الميوسينى إلى الهولوسينى، والمتبخرات والرواسب النهرية والناتجة من تعرية لصخور البريكامبرى، حيث تظهر العديد من المصاطب المرجانية على طول الساحل أو ما يعرف بالشواطئ المرفوعة Raised Beaches (سعيد ١٩٦٠)، بالإضافة إلى الشعاب المرجانية الحديثة، والتى تتواجد فى أماكن لا تصلها التدفقات العالية والقادمة من رواسب الأودية.

ولما كان جل اهتمامنا هو رواسب الحقب الرباعى والأشكال الأرضية الساحلية الخاصة بهذه الحقب، وفى المنطقة بين القصير ومرسى علم (شكل ١٢)، وذلك من خلال مواسم عمل، وكفريق عمل يتكون من راى أندرسون، وريتشارد بيكر، وآمى شانا بروك، ولى لو، ومحمد سلطان .. من قسم علوم الأرض والكواكب بجامعة



35°E
Cairo
SINAI
Gulf Of Aqaba
Gulf Of Suez
SAUDI ARABIA
River Nile
Quseir
EASTERN DESERT
Marsa Alam
25°I
Red Sea
EGYPT
SUDAN
0 200 400
km

شكل(١٢)

واشنطن–سانت لويس–ميسورى، وعبد المنعم محمود وزكريا لطفى .. من جامعة عين شمس، وزينهم الألفى .. من هيئة المساحة المصرية الجيولوجية، وذلك فى مواسم وزيارات ميدانية (١٩٩١–١٩٩٢)، (١٩٩٢–١٩٩٣ م).

أمكن تمييز سبعة مستويات لمصاطب الزمن الرابع على السهل الساحلى للبحر الأحمر. وتتوزع هذه المستويات فى شكل خطوط موازية لخط الساحل الحالى بوجه عام، بحيث يكون أعلاها –أى أقدمها– هو أبعدها عن البحر، وأدناها –أى أحدثها– أقربها إليه. وهو ما يدل على أن هذه المصاطب تمثل خطوط السواحل القديمة للبحر الأحمر خلال الزمن الرابع، وهى تتمثل فى المساويات التالية (من الأقدم إلى الأحدث) (نبيل يوسف ١٩٩١):

(أ) مستوى ١٠٠–١٤٠ متراً فوق سطح البحر.

(ب) مستوى ٦٥–٨٠ متراً فوق سطح البحر.

(ج) مستوى ٣٥–٥٠ متراً فوق سطح البحر.

(د) مستوى ٢٢–٢٥ متراً فوق سطح البحر.

(ه) مستوى ١٤–١٨ متراً فوق سطح البحر.

(و) مستوى ٧–١٠ متراً فوق سطح البحر.

(ز) مستوى ٢–٥ متراً فوق سطح البحر.

(أ) مستوى ١٠٠-١٤٠ متراً:

بقايا هذه المصطبة قليلة ومتناثرة، وتبعد عن البحر بمسافات تتراوح بين ٤ و٨ كم. وتبدو على هيئة خط من التلال المتقاربة المنسوب ومسطحة القمم، وتفصل بينها الأودية، ويتوجها الحجر الجيرى المرجانى الذى يرتكز على الصخور الأقدم، وتظهر بقايا هذه تحت أقدام سلسلة عش الملاحة، وعلى منسوب ١٠٠ متر فوق مستوى

البحر، ويصل عرض المصطبة إلى حوالى ٢٠٠ متر. كذلك توجد بقايا هذه المصطبة فيما بين واديى أبو مخادج وهيلية على منسوب ١٠٠–١٤٠ متراً، وإلى الجنوب من وادى جواسيس على منسوب ١٤٠ متراً، وإلى الشمال من وادى العمبجى، وكذلك قرب مصب وادى الحمراوين.

(ب) مستوى ٦٥-٨٠ متراً:

بقايا هذه المصطبة قليلة ومتناثرة، ويبعد معظمها عن البحر بمسافات تتراوح بين ٣ و٥ كم، وغالباً ما تتألف هذه المصطبة من الشعاب المرجانية، كما لوحظت على هيئة بقايا أرصفة شاطئ تم نحته فى صخور الميوسين من الحجر الرملى الجيرى والبرجانى (تكوين جبل الرصاص) والجبس (تكوين أبو دياب). ويقع سطحه على ارتفاع ٦٥–٧٥ متراً فوق سطح البحر. كذلك توجد بقايا رصيف شاطئ قديم على دشة أبو منقار (جنوبى الغردقة بحوالى ٥ كم). ومؤلفاً من الحجر الرملى الجيرى لعصر البليوسين. وتتناثر فيما بين واديى أبو مخادج وهيلية وشمال وجنوب وادى جواسيس، وفى منطقة وادى أبو حمزة البحرى، حيث تقع الشعاب المرجانية هنا على ارتفاع ٧٠ متراً. ثن تظهر بقايا هذه المصطبة جنوبى وادى عسل وشمالى وادى مبارك على منسوب ٦٥ متراً فوق مستوى البحر.

(جـ) مستوى ٣٥-٥٠ متراً:

تبعد عن البحر بحوالى ٣ كم فى المتوسط. وتوجد مصطبة هذا المستوى هذا المستوى على دشة أبو منقار على منسوب ٥٠ متراً فوق مستوى البحر على هيئة رصيف شاطئ. وتبرز بقايا هذه المصطبة وسط الرواسب الحصوية للأودية إلى الشمال والجنوب من وادى أبو ضلفة، وفيما بين واديى جواسيس وأبو حمرة البحرى، حيث تقع على منسوب +٤٠ متراً، وهى من الشعاب المرجانية التى تميل طبقاتها وينحدر سطحها نحو البحر بمقدار ثلاث درجات، وإلى الشمال من القصير القديم، وشمالى وادى عسل، وجنوبى وادى شرم القبلى، وجنوبى وادى وزر.

يتراوح ارتفاع هذه المصطبة بين ٣٥–٤٠ متراً، وتبعد عن البحر بحوالى كيلو متراً واحداً. وعلى الجانب الشمالى لشبه جزيرة بناس تمتد بقايا هذه المصطبة على ارتفاع ٣٥–٣٩ متراً، ولمسافة ١٥ كيلومتراً تقريباً كمصطبة مرجانية لا يقطع امتدادها إلا الأودية.

(د) مستوى ٢٢-٢٥ متراً:

تتنوع صخور هذه المصطبة بين الشعاب المرجانية والحجر الرملى الجيرى، وتمتد بقاياها على بعد ١–٣ كم من البحر فى معظم أرجاء السهل. وفيما بين واديى سفاجا وجاسوس تمتد هذه المصطبة لمسافة أربعة كيلومترات تقريباً، وعلى بعد كيلومتر واحد من البحر. ويصل عرضها إلى حوالى ٦٠٠ متراً، وترتكز فيها رواسب البليستوسين من الشعاب المرجانية على الأحجار الجيرية والرملية (تكوين وزر) المنتمية للبليوسين الأعلى. وتختفى المصطبة ثم تعاود الظهور فيما بين واديى الحمراوين والقصير القديم على بعد كيلومتر واحد من البحر، وفيما بين واديى العمبجى وأم غيج، وشمال وادى مبارك، وفيما بين واديى الوسعت وأبو دباب، وجنوبى رأس شقرة. وشمالى وادى السيفين، حيث تقع المصطبة المرجانية على منسوب +٢٢ متراً.

(هـ) مستوى ١٤-١٨ متراً:

يعتبر الحجر الجيرى المرجانى، والحصباء الساحلية، والحصى الدلتاوى أبرز مكونات هذا المستوى، والتى لا تبعد عن البحر بأكثر من الكيلومترين فى الغالب، ويبدأ التوزيع إلى الشمال من الغردقة بحوالى ١٢ كم، حيث تظهر بقاياها المرجانية المقطعة على ارتفاع +١٦ متراً. وفيما بين واديى سفاجا وجاسوس تقع مصطبة من الشعاب المرجانية البليستوسينية (على منسوب +١٢ متراً) على صخور البليستوسين، وتظهر بقاياها أيضاً فيما بين واديى العمبجى وعسل (على منسوب +١٥ متراً). وإلى الشمال والجنوب من وادى أم الجريفات تمتد المصطبة المرجانية لمسافة ثلاثة

كيلومترات (على منسوب +١٤ متراً)، وتبعد من وجودها الفعلى على البحر وتميل باتجاهه بحوالى الكيلومترين. كذلك تمتد على المنسوب نفسه ولمسافة ٧ كم تقريباً فيما بين وادى هسل ومرسى علم على هيئة مصطبة مرجانية.

(و) مستوى ٧-١٠ أمتار:

يعتبر هذا المستوى من أكثر المصاطب انتشاراً واستمرارية، ومن أقربها إلى البحر، حيث يبعد عنه بحوالى ٥٠٠ متراً. وقد يطل عليه فى صورة جروف. كذلك تتنوع مكونات هذه المصطبة بين الشعاب المرجانية، والحجر الرملى الجيرى، وجبس البحيرات الساحلية، ورواسب الحصى. توزع هذه الصخور على منسوبين ثانويين هما ٧-٨ أمتار، و٩-١٢ متراً. وإلى الشمال من وادى سفاجا تمتد مصطبة مرجانية على منسوب +١٠ أمتار تحت أقدام جبل نقارة، ولا تبعد عن البحر بأكثر من ٢٠٠ متراً. والمصطبة المرجانية حول بعض المراسى مثل جاسوس و مرسى جواسيس، وغالباً ما تبدو واجهاتها على هيئة جرف مرجانى.وقد تكونت هذه المراسى نتيجة طبيعية لتقطعها بفوالق عادية وأيضا كونت احواض فرعية ملأت برواسب البلايا المتكونة من مياه عذبة أستخدمتها بعثة الملكة حتشبثوت فى الأسرة الثانية عشرة الى بلاد بنط لجلب البخور وهذه المنطقة أستخدمت كمنطقة لاستخلاص النحاس على المنحدر الخاص بهذه المصطبة البحرية (عبدالمنعم محمود٢٠٠٦). وتقع طبقة الحجر الجيرى المرجانى المكون لهذه المصطبة –التى يبلغ سمكها حوالى خمسة أمتار– تحت كنجلومريت يشكل جزءاً من قاع البحر. وتظهر بقايا هذه المصطبة فيما بين واديى الحمراوين والعمبجى بجروف ساحلية كما هى الحال فى منطقة القصير القديم، ثم إلى الشمال والجنوب من وادى أم غيج، وفيما بين وادى مبارك، وجنوبى وادى عجلة، وعلى طول قواعد مراوح الأودية الكبيرة فيما بين أبو غصون ولحمى، توجد مصطبة من الحصى على ارتفاع +٨ أمتار.

(ز) مستوى ٢-٥ أمتار:

هذا المستوى يعد أحدث المصاطب البحرية عمراً على ساحل البحر الأحمر، ويعتبر أكثرها وضوحاً واستمرارية وقرباً من البحر، بل غالباً ما تشرف هذه المصطبة على البحر مباشرة كجروف ساحلية من الحجر الجيرى المرجانى والكنجلومريت والحجر الرملى الجيرى. كذلك تمتد هذه المصاطب من واديى مبارك وأبو دباب، وفى منطقة وادى عجلة، وفيما بين وادى عسل ومرسى علم.

وقد أسفرت الزيارات الميدانية عن نتائج مهمة، مثل (Arvidson et al., 1994):

(١) وجود المراوح الطمائية Alluvial Fans كاملة أو بقايا منها.

(٢) الأودية النهرية المصاحبة للمصاطب.

(٣) مصاطب مرجانية تدل على شواطئ مرفوعة Raised Beaches بالقرب من ساحل البحر الأحمر الحالى، وغطت كلاً من المراوح الطمائية والمصاطب البحرية بحصباء صحراوى.

كما أسفرت الدراسات أيضاً عن تواجدات غرينية نهرية رسبتها الأودية فى مناطق عديدة متواجدة مع الحجر الجيرى المرجانى Coralline Limestone، وذلك على ارتفاعات أكثر من ١٢٠ متراً فوق سطح البحر الحالى، ويرجع عمر الرواسب الغرينية النهرية والحجر الجيرى المرجانى إلى حقب الرباعى Quaternary، حيث تتواجد هذه الرسوبيات أو الوحدات الترسيبية على رواسب يرجع عمرها من الميوسين إلى البليوسين المتأخر Late Pliocene.

وقد حاولنا تحديد طبيعة وأصل هذه الرسوبيات النهرية والبحرية وأشكالها السطحية المتواجدة فيما بين منطقة القصير إلى منطقة مرسى علم، والتى يرجع عمرها إلى الحقب الرباعى، وقد تم تحديد العلاقات الجيولوجية بين الرواسب سواء النهرية أو

البحرية، وتم تحديد أعمار المراجين باستخدام النظائر المشعة لعنصرى اليورانيوم- الثوريوم U/Th، وانتهى بنا المطاف إلى اقتراح نموذج Cellula, Automate، وهذا النموذج -من خلاله- يحاكى ويناقش المناخ القديم، وتذبذبات سطح البحر وتغيراتها، والقوى الرافعة Upliftالتى حدثت خلال الحقب الرباعى، والتى تتحكم فى النحت النهرى والترسيب، ونوقشت جيولوجية المنطقة وأشكالها الأرضية، ثم تمت مناقشة أعمار المراجين والتى ساعدت بدورها فى معرفة تطور تكوين التغيرات المناخية، والتغير فى مناسيب سطح البحر فى تطور تكوين الرواسب البحرية والنهرية وأشكالها السطحية.

٦-٢: الاستشعار من البعد والتفسيرات الجيولوجية

Remote Sensing and Geologic Interpretations:

يقوم مدخل البحث الخاص بفهم جيولوجيا التكوينات الأرضية السهلية الساحلية على تركيب من تحليل بيانات ثم الحصول عليها من خلال استخدام أسلوب الاستشعار من البعد (استخدام أشعة الرادار والخاصة بالأقمار الصناعية)، مجال تفصيلى للعمل فى مناطق معينة والتأليف لهذا العمل السابق.

وبالنسبة لتمييز وفصل وحدة الخصائص الصخرية فقد تم استخدام بيانات المخطط الموضوعية الأرضية التى تمت معالجتها (TM)لرسم الاختلافات فى أنواع الصخر الرئيسة، وقدمت لنا أطيافاً معملية لاثنين من المعادن (الكالسيت والجبس)، وحصاة كبيرة من حصى ورنيش الصحراء لمروحة من مراوح الحصباء السطحية، مصدرها هو تكوين Igla Fm عجلة، (ثابت وآخرون ١٩٧٣).

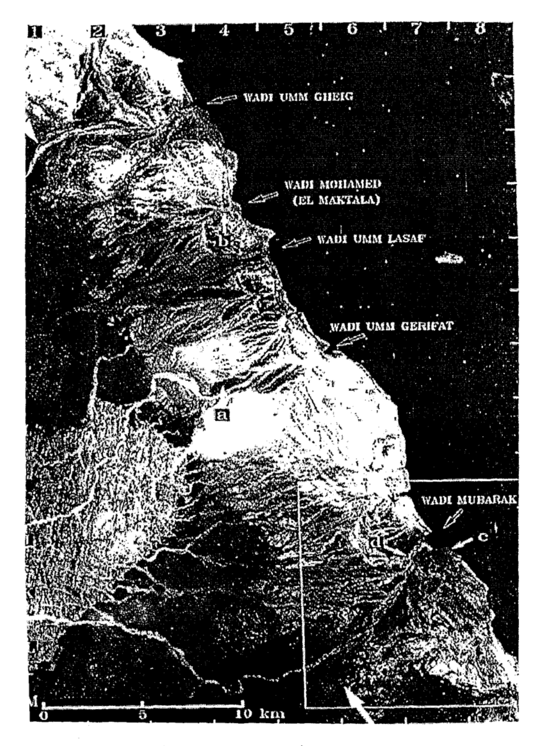
وتكوين عجلة يرجع إلى عصر ما قبل الكامبرى، تكوين أسمر متغير يميل إلى الرمادى، وقد تم تخصيص بيانات مساحيق الكالسيت والجبس، وذلك لتعظيم أعماق سمات الامتصاص (الامتزاز)، وقد تم توضيح مواقع روابط المرور TMللقنوات من الناحية المرئية والأشعة تحت الحمراء المنعكسة غير المرئية، ويتمتع كل من الجبس والكالسيت بخصائص وعوامل إشعاع عالية (انعكاس معامل الانعكاس) فى الجزء المرئى.

وتظهر سمات امتصاص كبيرة فى الجانب غير المرئى، وتعود سمات الكالسيت إلى الاهتزازات الخاصة بالنغمة التوافقية، حيث ترجع سمات الجبس إلى التراكيب والنغمات التوافقية الناتجة عن جزئيات المادة المقيدة، وكذلك من أنيونات الكبريتات (Hunt 1977)، لاحظ أن عينة الجبس تحتوى على رابطة منخفضة بشكل خاص ذات قيمة تصل إلى ٧ مقارنة بعينة الكالسيت، ومن ناحية أخرى فإن الحصى هذه تتمتع بطيف منخفض بسبب أنها مغطاة بطبقة من ورنيش الصحراء Desert Varnish تبلغ من ١٠-٥٠ ميكرون فى السمك ولأن تكوين عجلة ذاته Igla Fmيبدو قاتم اللون (Rivard et al., 1992) وفى مركب TMملون من الرابطة المخصصة إلى الألوان الزرقاء الرابطة ٤ إلى الألوان الخضراء والرابطة ٧ إلى الألوان الحمراء فينبغى أن تظهر مناطق غنية بالجبس كمناطق خضراء زرقاوية ,وتظهر مناطق الحجر الجيرى مبيضة ,ومناطق ذات أرصفة صحراوية مشتقة من التكوين عجلة ويظهر الحطام فى صورة لون رمادى غامق ,والطبقة الأولى تتكون من روابط خاصة بالتشبع والمظهر قد تم التحكم فيها من خلال روابط TM 1, 4, 7 وكثافة من خلال صورة للبقعة المطلوب إجراء الفحص لها تم أخذها باستخدام أسلوب بانكروماتى. أسلوب حساس لجميع الألوان المرئية فى الطيف وقد احتوت بيانات البقعة على ١٠م بكسل بالمقارنة بـ ٣٠ م لبكسل ,TMوقد كان التأثير لتغطية المحتوى الأسفل بلون TMمن خلال بيانات المظهر ولتشبع على بيانات الكثافة الخاصة البقعة.

وتتحكم سمات التكوين القبوى الكمبرى على النتاج فى المنطقة الكمبرية. توضح هذه الوحدات طبقات رمادية غامقة اللون ,طبقات بنية اللون وطبقات حمراء اللون ,وتظهر طبقة الاسترساب (إقحام صخر ذائب فى صخر آخر) الجرانيتية البيضاوية الكبيرة الحجم والتى يطلق عليها أم كادا بورا فى التركيب كوحدة بنية اللون مع اتجاه ,NNW-SSEوتعتبر الأضلاع سياجات تتألف من ضروب من البجماتيت (ضرب من الصوان/الجرانيت) المقاومة. ويشكل التكوين الخاص بجبل الرصاص الميوسينى (الخاص بالعصر الثلاثى الأوسط) النتاج الخارجى البنى المحمر اللون

والقريب من الأشكال الكمبرية ,ويعتبر هذا التكوين خليط من الرواسب الميكانيكية وطبقات من الحجر الجيرى المرجانية ويتم التحكم فى اللون فى هذا المركب بواسطة وجود الأوكسيهيدروكسيدات الحديدية مثل : الليمونيت والذى يميل إلى الاحتفاظ بمعامل انعكاس طيفى موجب ومن ثم إنتاج ألوان بنية محمرة فى مركب يقوم على تشكيل (١, ٤, ٧) ويوضح التكوين التبخيرى البليوسينى Pliocene Evaporites والذى يسود فيه عنصر الجبس ويظهر كنتاج أخضر زرقاوى كما تم التنبؤ به من أطياف معامل الانعكاس ,وتتضح كتل مرتفعة من التكوين Gasusجاسوس البليوسينى ناحية الشرق للتكوين التبخيرى.

ويتكون تكوين جاسوس Gasus Formation من أحجار صلصالية كونجلوميترات ,أحجار جيرية مرجانية ,وواجهات تبخيرية ضئيلة وتدرجات فى اللون من الأبيض إلى البنى المحمر وتوضح مقاييس الحقل أن التكوينات الميوسينية والبليوسينية تنخفض إلى البنى المحمر وتوضح مقاييس الحقل أن التكوينات الميوسينية والبليوسينية تنخفض باعتدال من ١٠ على ٣٠ نحو البحر الأحمر ,وتكسو طبقات رواسب الطمى/الغرين فوق الوحدات الميوسينية والبليوسينية وفى أماكن معينة قطعت أيضاً الوديان خلال التكوينات الميوسينية والبليوسينية طريقها ,وقد تم تطوير الطبقات المنتشرة من التكوينات بشكل أفضل فى مناطق حيث التصدع فى قشرة الأرض يكون قليلاً بالقرب من خط الساحل. وفى مناطق عديدة بالقرب من الساحل يتضح أيضاً كما لو كانت الطبقة المنتشرة من التكوينات الرسوبية قد تم إزاحتها عن طريق التصدع وأخيراً فإن المناطق البيضاوية (البيضاء على الصورة الفضائية) (شكل ١٣) على طول الساحل تتلاقى مع نتاج الحجر الجيرى المرجانى والمرتبط بالمصطبات أو الشرفات المرجانية كما تم التنبؤ عنها من الطيف (شكل ١٣) والكربون نحو المناطق الخضراء بالقرب من الساحل تصور الرواسب السيلكاتية الحديثة وكما سبق تدوينه فإن رواسب الغرينيية (الطمى) المنتشرة تغطى تكوين جبل الرصاص الميوسينى وتكوينات


1
2
3
4
5
6
7
8
WADI UMM GHEIG
WADI MOHAMED
(EL MAKTALA)
WADI UMM LASAF
b
WADI UMM GERIFAT
a
WADI MUBARAK
c
d
0
5
10 km

شكل(١٣)

البليوسينية التبخيرية (تكوين جاسوس) ومن ثم وضع رواسب الطمى على أنها تابعة للحقب الرباعى Quaternary خاصة بالعصر الرباعى وقد تم فحص الطبقات المنتشرة فى منطقة الدراسة بدقة عن طريق تركيب من الوديان المحلية والتخللية, وتشير القياسات الحقلية أن بقايا أسطح المراوح من عدة أمتار إلى (٣٠-٤٠ متراً) فوق الطبقات الأرضية للوادى النشط ,وبالنسبة للمادة التى تم الحصول عليها من التكوين عجلة حيث تغطى الأرصفة الصحراوية الكثيفة Desert Pavementsوبقايا السطح الخاصة وتعتلى بحوالى ١ متر من الرمال . وتعتبر أعلى الأسطح الأكثر قتامة/إظلاماً لأنها مغطاة بأرصفة صحراوية أكثر كثافة: المنطقة الأعلى جزء من الحصى القاتم المصقول والمشتق من التكوين عجلة Igla Formationوقد تم تفسير وشرح هذا النموذج كإشارة لعصر قريب حتى يتسنى ببقايا الأسطح القديمة أن يتوفر لها مزيد من الوقت من الأسطح الأحدث تكويناً لتطوير أرصفة صحراوية ناضجة وتوضح الملاحظات الحقلية على طول جنبات الوادى تركيبات الحجر الجيرى المرجانية والغرينية ,وفى وادى أم غيج وجدت طبقات الحجر الجيرى المرجانية مطمورة مع الطمى ضمن ١٠٠ متر من حافة نتاج التكوين القبوى وفى أماكن متفرقة تتضح أشكال الطمر والتداخل على طول خط الساحل. وفى مناطق حيث يعتبر التصدع قريباً على الساحل قد تحول دون النمو التوسعى الامتدادى لطبقات منتشرة من الحجر الجيرى وكذلك الغرين ,ويمكن إيجاد ثلاث تتابعات مرجانية متداخلة بارتفاعات من ٦-٨ أمتار 12-10 ,متراً 16-12 ,متراً ,وكذلك يمكن ملاحظة مصطبة بحرية من ١-٢ أمتار فى بعض الأماكن القريبة من اليابسة ومن الشعاب الحديثة وبالإضافة إلى أسطح الطمى المنتشرة فإن الوديان المتداخلة التخللية تعرض العديد من المصطبات النهرية ,ويمكن ملاحظتها فى وادى مبارك، حيث يصب النهر فى البحر حيث تعتبر النهاية له مصباً، ومرسى ,وتكون المنطقة الساطعة الضيقة البعيدة قليلاً عن الشاطئ هى حافة الشعب المرجانية الحديثة التكوين وتكون الرواسب الساطعة القريبة من خط الشاطئ مصطبة مرجانية بنتاجها الواسع وتقع على طول طريق يبلغ طوله ٢٠٠ متراً

نحو جنوب وادى مبارك ,وتعتبر المناطق المظلمة أرصفة صحراوية كثيفة على الأسطح المنتشرة من مصاطب نهرية المرتبطة بوادى مبارك ,وقد تم وضع كل تفاصيل ارتفاعات المصطبة الخاصة بوادى مبارك والوديان الأخرى فى منطقة الدراسة فى (جدول٢) المصاطب النهرية المصاحبة لأودية مختارة.

جدول (٢):

ارتفاع المصاطب	الموقع	الوادي
١-٢ : ٦-٧ : ١٢-١٤	٢٥° ٣َ ٤٨ً ن: ٣٤° ٥٠َ ٠ً شرق	أم خاريجا
٢-٣ : ٤ : ٦ : ١٠	٢٥° ٦َ ٥ً ن: ٣٤° ٥١َ ٣٨ً شرق	سيفين
١-٢ : ٨-١٤ : ٢٠-٢٢	٢٥° ٣٠َ ٣٢ً ن: ٣٤° ٣٨َ ٤٨ً شرق	مبارك
١-٢ : ٥-٨ : ١٣ : ٢٠-٣٠	٢٥° ٤٣َ ١٦ً ن: ٣٤° ٣٢َ ٢٤ً شرق	ام غيج

ولقياس علاقات طبوغرافية واضحة فى بيانات الصورة Spot فى وادى مبارك فقد تم تطوير نموذج ارتقاء رقمى Digital Elevation Model من زوج من المشاهد بواسطة تجمع TRIFIDموجود فى سانت لويس وميسورى ,وقد تم الحصول على البيانات عند ٥٠ متراً ,فى مناطق تم اختيارها بشكل جيد وبعد الاستخدام الأول لنقاط التحكم الأربعة ,Control points وكذلك خط الساحل وذلك لتحديث الموقع الفضائى والسرعة ,والمعلومات الإشاراتية وقد استخدم توصيل النقطة أوتوماتيكياً باستخدام طريقة التضاهى وذلك لتحديد اختلاف المنظر (الشكل الظاهرى والتغير فيه) وكذلك لحساب الارتفاع ,وتثبت التجارب فى المناطق والتى لأجلها نحصل على قياسات الحقل من ارتفاعات أن نموذج الارتفاع يعتر أسلوباً جيداً فى حدود عدد من الأمتار ,ويوضح نموذج الارتفاع أن وادى مبارك له مكون ارتفاع يصل إلى ٢٪ مرتفعاً إلى حوالى ٢٠٠ متراً تقريباً فوق سطح البحر بالنسبة للمنطقة الواقعة فى الجزء الشمالى إلى الأسفل ,ويدعم نموذج الارتفاع أيضاً الملاحظات التى قمنا بتدوينها أن

معظم الوديان الرئيسية لها عدد كثير من المصاطب يصل إلى أربعة مصاطب وأن الأسطح المنتشرة تصل فى ارتفاعها من عدة مترات إلى ٣٠ أو إلى ٤٠ متراً فوق أرضيات الوادى الحالية وثمة عائق على نمو وتقدم الرواسب الساحلية والأشكال الأرضية هى حقيقة أن الغرين مضموراً مع الحجر الجيرى المرجانى والنتاج يعتبر نموذجاً توضيحياً فى أن الغرين يكون فى أسفل القطاع ويعطى طريقاً إلى طبقة من الحجر الجيرى دقيق التحبيب. وتستبدل هذه الوحدة بدورها بكونجلوميرات تتكون من أجزاء من حصى دائرية من الشعاب المرجانية المحطمة ,والمرجانيات فى وضع الخاص بها تصبح تالية ويتم شغل قمة القطاع بالغرين (شكل ١٣) ويمكن شرح هذا الجزء باستخدام مفاهيم من علم طبقات أن الحجر الجيرى دقيق التحبيب Fine-Grained يرجع فى تكوينه إلى الغمر الذى احتجز مسار تدفق الطمى وإلى ترسب الكربونات ,وقد تكون طبقة الحجر الجيرى فى شعاب خلفية أو بيئية لمصب نهرى. ويتم تفسير الكونجلوميرات المرجانى كترسيب عاصفى Storm deposit ويؤدى مزيد من الغمر إلى تكوين الشعاب المرجانية ,وأخيراً تعتبر الطبقة الأعلى (الطمى) alluvium هى نتيجة قدرة الطمى على الارتفاع فوق سطح المرجانيات لأن هذه المنطقة تخضع إلى الارتفاع المرتبط بالعمليات التصدعية التشققية ,مما يؤدى إلى استمرار سريان الرواسب النهرية إلى البحر شكل (١٤).

والخلاصة:

إن ما يمكن ملاحظته فى منطقة الدراسة هو مجموعة من الالتحامات للمراوح الطمائية الغرينى للعصر الرباعى تبدأ عند المدخل بين المكاشف الكمبرية والرواسب الساحلية وتقطعت المراوح مع أسطح باقية بارتفاع يصل إلى ٣٠–٤٠ متراً فوق أرضيات الوادى النشط ,ومما هو جدير بالذكر أن الوديان الرئيسة لها أربعة مصاطب نهرية نموذجية.

ويوجد طمر وتداخل بين طبقات الحجر الجيرى المرجانية وطبقات الطمى من

الساحل داخل حوالى ١٠٠م من الاتصال بالوحدات الكمبرية وأن مثل هذه المرجانيات تنمو فقط فى المياه الضحلة سوف يدعم تحديد أعمار المراجين وتاريخ حركة الرفع بالمنطقة ,ويتم مناقشة بيانات الأعمار بالنسبة للعينات المرجانية والتداخلات فيها بشكل تفصيلى فى القسم التالى.

٦-٣: تأريخ المصاطب البحرية باستخدام الثوريوم - يورانيوم:

كان قد تم تخصيص جزء كبير من الدراسة عامى ١٩٩٢-١٩٩٣ إلى جمع عينات مرجانية فى أماكن محددة لتأريخ اليورانيوم-الثوريوم. وكان مطلباً مهماً هو إيجاد عينات الأراجونيت قبل تحويلها إلى الكالسيت: عينات قد بقيت فى نظام مغلق منذ أن تكونت المرجانيات ,وقد تم فحص أربعة شرفات مرجانية قريبة من خط الساحل على ارتفاعات ١-٢, ٦-٨, ١٠-١٢, ١٢-١٦ متراً فوق سطح البحر عند مواقع تبلغ (اثنى عشرة) داخل منطقة الدراسة وتراوحت مواقع التجمع من مرسى علم على الحد الجنوبى لمنطقة الدراسة إلى شمال المنطقة وادى أم غيج. وقد تم تجميع معظم العينات من الجزء الأعلى لكل شرفة وقد تم تكسير المرجانيات المتماسكة الضخمة الحجم إلى عينات ,وتم أخذ عينات من قلب التركيبات وقد تم وضع النوعيات المختلفة المرجانية الضخمة مثل المرجانيات الرئيسة،وبشكل تفضيلى فوق المرجانيات المتفرعة المخية Brain Corals والمرجانيات المتشجرة Denderitic Coral (متفرعة الشكل) وأخيراً رغم أنه لم توجد مقاييس اللون والنسيج لمعايير صارمة للاختيار ,فقد تم اختيار المرجانيات الأكثر بياضاً والأكثر مقاومة فوق العينات الهشة ومتغيرة اللون.

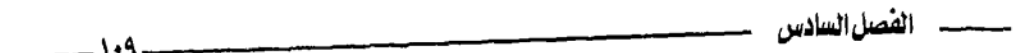
وتم قياس نظائر أنشطة الثوريوم واليورانيوم المشعة للعينات المرجانية فى المعمل القومى بأوريجون Aragonne National Laboratory.

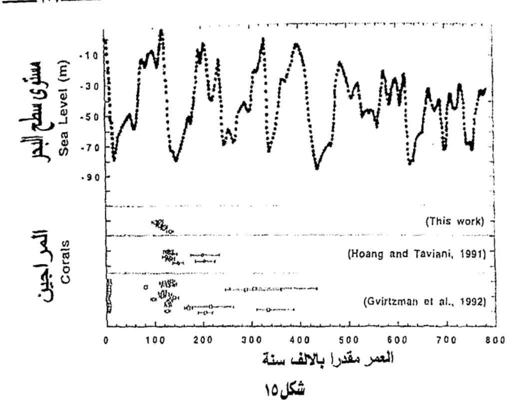
وتوضح النتائج الخاصة بالعينات السبعة الأولى فى (جدول ٣) مع قيمة متوسطية من قيمة دنيا لـ١١٦ ألف سنة. وقد تم جمع كل هذه العينات من الشرفة البحرية الأولى أو الثانية المكشوفة على السطح عند خط الشاطئ. وتشير الأعمار إلى

أن المرجانيات المرتبطة بالشرفتين الأوليين قد تكونت خلال حركة الرفع الرئيسة الأخيرة منذ ١٢٠ ألف سنة عندما كان مستوى ارتفاع البحر ٦ مترات أعلى من وضعه الحالى.

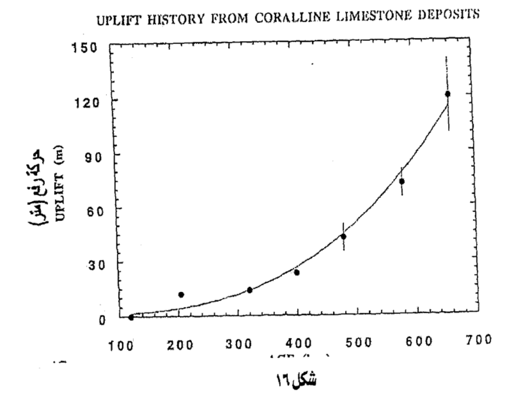
ومن ثم تكون الشرفة البحرية ١-٢ متراً الموجودة فى منطقة الدراسة من المحتمل قد تكونت أثناء أفضل الظروف المناخية البحرية المعروفة (منذ ما يقرب من ٦٠٠٠ سنة) عندما كان مستوى البحر ١-٢ متراً أعلى مما هو عليه الآن ,ولم نجد دليلاً بالنسبة للشرفات التى لها أعمار من ٧٥-٩٠ ألف سنة عند ارتفاع ٨ أمتار والتى تم ذكرها بواسطة (1970) Veeh & Giegengack ، وبالنسبة للبيانات الخاصة بالثلاثة عينات الأخيرة فقد تم تدوينها فى الجدول ٣ .

ويعتبر (شكل ١٥) توقيع لتذبذبات مستوى سطح البحر على مدار ٨٠٠ ألف سنة كما استنتجها Imbire & Imbire (1980) من بيانات نظير الأكسجين بالنسبة للحفريات الدقيقة البحرية (شكل ١٧) ,وكما هو موضح فى (شكل ١٥) أعمار الثوريوم-اليورانيوم وأعمار خاصة للمرجانيات نحو الشمال من منطقة دراستنا Hoang & Taviani (1991) ، ونتائج الدراسة من الشرفات (المصاطب) المرتفعة المرجانية التى تواجه الجزء الواضح للرؤية على طول الخط الساحلى جنوب شرق سيناء .(Gvirtzman et., al 1992) إن المضاهاة بين ارتفاعات سطح البحر المصاحب عند ١٢٠ ألف سنة ووجود ارتفاع مرتبط عند ٢٠٠ ألف سنة وربما ارتفاع آخر لمستوى البحر يبلغ ٣٢٠ ألف سنة. إعطاء مثل هذا الدليل والمضاهاة لأعمار الشرفات المرجانية مع الارتفاعات لمستويات سطح البحر فمن المعقول استنتاج أن طبقات الحجر الجيرى المرجانية المرفوعة والخاصة بالعصر الرباعى على طول ساحل البحر الأحمر قد تكونت أثناء الارتفاعات البحرية السابقة.

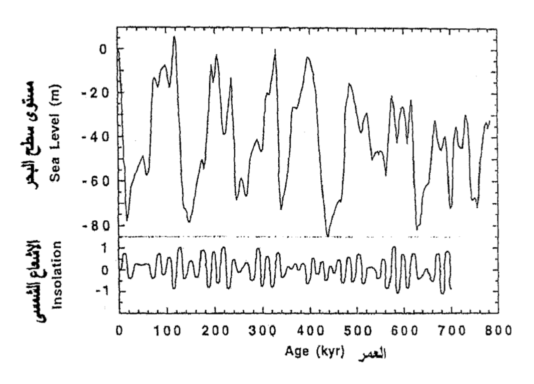



مستوى سطح البحر
Sea Level (m)
-10
-30
-50
-70
-90
المراجين
Corals
(This work)
(Hoang and Taviani, 1991)
(Gvirtzman et al., 1992)
0
100
200
300
400
500
600
700
800
العمر مقدرا بالالف سنة

شكل ١٥


UPLIFT HISTORY FROM CORALLINE LIMESTONE DEPOSITS
حركة رفع (متر)
UPLIFT (m)
150
120
90
60
30
0
100
200
300
400
500
600
700

شكل ١٦



شكل١٧

إن المتغير الأول الخارجى الذى نحتاج أخذه بعين الاعتبار فى نمذجة Mod-elingرسوبيات الحقب الرباعى والأشكال الأرضية الخاصة بها فى منطقة القصير–مرسى علم هو تاريخ الارتفاع التكتونى.

إن حركة الرفع التكتونية يمكن تخصيصها كأداة لتحديد المكان والزمن. إن الشرفة المرجانية ٦–٨ أمتار والتى يعود تاريخها إلى ١٢٠ ألف سنة ,تثبت أن معدل حركة الرفع قد كان لا يذكر أثناء هذه الفترة ,منذ كان مستوى سطح البحر عند ٦–٨ أمتار أعلى أثناء هذه الفترة (شكل١٠).

تبلغ الشرفتان ارتفاعات من ١٠–١٢ متراً12-16 , متراً ,وقد تم تفسير تكوين هاتين الشرفتين أثناء فترة ٢٠٠–٣٢٠ ألف سنة مع ارتفاع المتزامن لسطح البحر (شكل ١٦) ,ويوجد مزيد من المعلومات حول تاريخ الحركات الرافعة بواسطة Abdou (1991) الذى كان يعمل فى وادى أمباجى W. Ambagiغرب القصير، وقد قام

بعمل خريطة للشرفات المرجانية الثلاثة (٦-٨,-١٠ ١٢,-١٢ ١٢-١٦ متراً) ,على خط الساحل ,مع أربعة رواسب من الحجر الجيرى المرجانى بعيداً داخل منطقة الشاطئ والتى تعتبر متبادلة مع الطمى ,وقد تغطت بالغرين وارتفعت إلى أوضاعها الحالية. ومن المعقول افتراض أن الأربعة رواسب تتطابق زمنياً مع الارتفاعات الأكثر تقدماً لسطح البحر ,كما هو موضح فى (شكل ١٥) . هذا الافتراض يمكننا من توقيع للارتفاع فوق مستوى سطح البحر الحالى مع الأعمار من البيانات الخاصة بنا والبيانات التى حصل عليها بنفسه ومعدل الرفع كوسيلة لتحديد الزمن (شكل ١٦) . وتشير النتائج أن معدل الرفع قد قل فى فترة الحقب الرباعى.

وبالنظر إلى تأثير مستوى البحر فإن البيانات الموضحة فى (شكل ١٥) قد استخدمت للتحكم فى الارتفاع المطلق لمستوى سطح البحر كوسيلة لتحديد الزمن ,ويعتبر ذلك مدخلاً معقولاً ومنطقياً. إن البحر الأحمر خلال الحقب الرباعى بقى مرتبطاً بالمحيط الهندى حتى أثناء الفترات الجليدية القصوى Glacial Maxima وانخفاض مستويات سطح البحر (Behary & Yousef, 1984)المصاحبة وبالنسبة للتغيرات فى هطول المطر فى الصحراء الشرقية هناك دليل على أن كمية هطول المطر السنوية قد تم التحكم فيها والسيطرة عليها بواسطة درجة كثافة الرياح الموسمية الصيفية Summer Monsoons فى المحيط الهندى المطيرة وتضاهى الفترات المطيرة فى شمال شرقى أفريقيا مع فترات إشعاع الشمس العالية Summer Insolationفى فصل الصيف فى الشمال كما استنتجها من دوائر ميلانكوفيتش (Milankovitch) الخاصة بمقدار الميل/الانحراف. قد قمنا بحساب سقوط المطر الحالى بحوالى واحد سم/سنة إلى قيم أعلى أثناء فترات التشميس المتزايدة إلى قيم أقل فى فترات يكون فيها معدل ارتفاع درجة الشمس منخفضاً ,والقيمة العليا المستخدمة هى ٢٠ سم/سنة وهو الرقم الذى تم الحصول عليه من فحص سجلات سقوط المطر السنوية عند الحافة الجنوبية لصحلرا Sahara. وحيث إن تأثير نشاط الرياح الموسمية المتزايدة هو لتحريك واجهة الساحل

المطيرة نحو الشمال فإن هذا مدخلاً منطقياً لتفسير ما سبق (شكل ١٧). وثمة أسلوب مشابه لتحديد الزمن بواسطة Gorelick & Koltermann (1992) للتحكم فى المتغيرات فى معدل هطول المطر فى فترة الحقب الرباعى لنمذجة التراكم الرسوبى Modeling فى كاليفورنيا الشمالية وتم تجميع الضوابط المناخية وتذبذات مستوى سطح البحر Eustatic فى (شكل ١٧).

٦-٤: المحاكاة الرقمية: Digital Simulation

تجرى المحاكاة الرقمية Digital Simulation بوضع برنامج مبسط على الحاسب الآلى متخذاً فيه وضع الضوابط المناخية وتذبذبات فى مستوى سطح البحر والتكتونية فى سياق فيه يتم نمذجة العمليات السطحية كترتيب الأول. واستناداً إلى الأساليب الأوتوماتيكية الخلوية Automatic Techniques فى الجيومورجرافيا التى قام بها (Chase, 1992) فإن النموذج يجرى فى صورة المخطط التدفقى. وقد تم تطوير شبكة ممتدة Grid يكون كل عنصر فيها يشير إلى بداية الارتفاع والقدرة التآكلية .Erodibility

إذا ازدادت المقدرة التحملية الجديدة فيحدث ترسيب deposition الكتل Mass Movement باستخدام انتشار Fickian كما وصفها (Chase, 1992) وإذا لم يحدث أى تآكل أو تفكك فإن ذلك سيسمح بتطور نمو أرصفة صحراوية Build Desert Pavement ويتم نمذجة وصول الرواسب النهرية fluvial Sediment إلى البحر عن طريق إسقاط القدرة التحملية إلى قيمة صغيرة (٠,٢٠ من قيمة الرواسب النهرية) بمعنى ترسيب المادة مع إخضاع البرنامج لحركة رافعة Uplift ، حيث تتباين مع المكان والزمن داخل النموذج لأعلى ولأسفل بواسطة بعض الكميات اعتماداً على أين سيتم وضع المحاكاة Simulation فى دورات الانخفاض والارتفاع لمستوى سطح البحر ودرجة التشميس الصيفية الشمالية لتغطى ١-٢٠ نطاقاً فى كميات سقوط المطر السنوية التى تم حسابها وأخيراً المواقع ,السمك وأعمار الرواسب النهرية قد تم تتبعها.

وبسبب هذه المسافات الصغيرة ومعدل الزمن القصير (١ متر/١ مليون سنة) يتم تجاهل التعديلات الخاصة بالتآكل والتفكك. وقد تم ثبات نموذج الأوتوماتيكى الخلوى باستخدام قيم موزونة لكثافة الجرف والقابلية للتآكل ,ولم يكن المحاكاة لكل السمات الخاصة بالرواسب أو الأشكال الأرضية ,وفضلاً عن هذا كله فإن الغرض هو تشغيل المحاكاة التى تتضمن تجميع البيانات الخاصة بالرفع وتذبذب مستوى البحر والاختلافات المناخية للحصول على رؤية فى أهمية كل متغير فى استنتاج واقتراح الرواسب والظواهر.

وللتبسيط فإن المعاملات الحرة هى الطبوغرافيا الأولية ,معدل التكرار والقابلية للتآكل ,ولقد اخترنا لنحاكى الطبوغرافيا الأولية كزوج من الأسطح المستوية أى البدء بأرض المائلة (وهى بقاع جبلية حولتها التعرية إلى سهل) الارتفاع السريع للتضاريس القريبة من المنطقة الساحلية، لقد تواصلت عدد من مجارى الماء حول ١ متر/سنة.

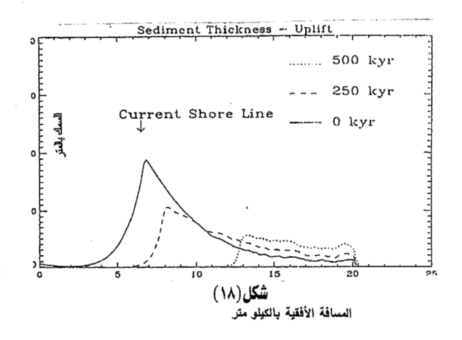
وبالنسبة للنتائج الخاصة لفترة تقدر بحوالى واحد مليون سنوياً قدرة على التآكل للراسب ١٠ مرات من الصخر الأساسى يتم توضيحها فى(شكل ١٨، ١٩) لمخططات لسمك الراسب مقابل المساحة الأفقية ,وتعتبر كتلة الراسب الناتجة عن التآكل نموذجية من حيث كمية المادة الناتجة من الصخر الأساسى حول ١ مليون سنة وأكثر من ذلك فإن المسارات الخاصة بالبرنامج المرتبطة بأسطح أولية قد تم تدبير شروط للقيام بعملها من خلال عوامل التآكل والتفكك توضح عدم وجود اختلافات جوهرية فى الكميات أو نموذج التراكم التراسبى المرتبط بالبداية عند ١ مليون سنة السهاب Peneplain المائلة ,ومن ثم تكون الشروط والظروف المستخدمة فى المجر الذى تم وصفه فى هذه الفقرة قد استخدمت كأساس لاستكشاف تأثيرات أثار مستوى البحر عند المصب والتغيرات المناخية ,وإن تأثير تغيرات مستوى سطح البحر عند المصب هو لإغواء النظام للسعى وراء خطوط رئيسية نهرية مختلفة فى أوقات مختلفة وتصبح النتائج الشبكية لنقاط الانخفاض هو نزع/استبدال مستوى البحر بكمية من

الراسب مقارنة بالمجارى التى لها ارتفاعاً دون تغيرات فى معدل مستوى سطح البحر عند المصب ,وبسبب هذا الارتفاع المستمر تبدو هذه المناظر مهاجرة نحو البحر مع مرور الزمن منتجة كميات كبيرة من الراسب ذات وجوه بقايا تظهر كقمم تصل لعدة مترات فى السمك. وتنعم القمم الأكثر عمراً وقدماً بواسطة التفكك والتآكل النهرى المتلاحق ,وبإتباع أقصى (صيف صحراوى مع هذا النموذج يوضح حوالى ٧٠٪ من أسطح نهرية قد تهدلت بواسطة التآكل أو التفكك خلال ٣٠٠ ألف سنة ماضية) .

إضافة عامل سقوط الأمطار ساهم فى تعديل وتغيير السطح والرسوبيات. تحدث التذبذبات المناخية تغير مؤثر عن ما يسببه التغيرات فى منسوب سطح البحر. وتوضح نتائج المحاكاة لعدة فترات زمنية مطابقة لفترات جفاف– بلل– جفاف. إن معظم الرواسب قد تحركت فى اتجاه البحر عندما حدثت فترة بلل أثناء انخفاض مستوى سطح البحر (شكل ١٧) ,ويصبح التأثير هو حركة كتلة الرواسب فى اتجاه البحر فقط مع حركة الرفع التكتونية Uplift وتذبذبات سطح البحر,أيضاً مع حدوث التذبذبات فى سقوط الأمطار على مسافات صغيرة مرتبطة مع تذبذبات سطح البحر الناتج الآخر هو التأثر الواضح للقمم الرسوبية الناتجة عن تأثيرات أيوستاتيكية ,Eustatic أوضحت المحاكاة أن حوالى ٩٠٪ من السطح قد عدل وتغير خلال عدة مئات الألوف من السنين الماضية. بالإضافة إلى أشكال توزيع الرواسب فإن المظاهر السطحية الناتجة قبل ٣٠٠ – ٤٠٠ ألف سنة مضت سوف تستمر وتبقى خلال هذه المدة.

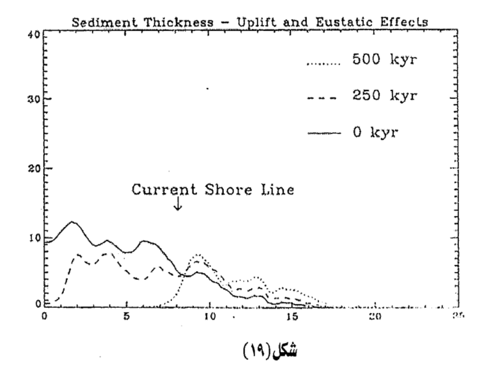
أخيراً ، ومع أن النموذج ليس تفصيلياً بدرجة تجعله قادراً لينتج مصاطب أو شرفات نهرية ظهرت أصولها وعلاقاتها مع تذبذبات سحر البحر بشكل واضح. أثناء ارتفاع مستوى سطح البحر ,وتكون المراجين والغرين أقفل المنبع.

بدأ الوادى يميل للامتلاء. أثناء انخفاض مستوى سطح البحر تقطع الأودية الرواسب الطمائية وتنتج الشرفات النهرية. وهكذا فلهذه الشرفات علاقة مباشرة مع رسوبيات الحجر الجيرى المرجانى. وفى حالة وادى مبارك فإن أول شرفة أو مصطبة



شكل (١٨)

المسافة الأفقية بالكيلو متر



شكل (١٩)

Horizantal Distance= المسافة الأفقية بالكيلو متر

Thickness= السمك بالمتر

Current shore line= خط الشاطىء الحالى

Uplift= حركة الرفع

ارتبطت بتغير ساخن مناخي عالي عند ٦٠٠٠ سنة. وارتبطت الشرفة الثانية مع ١٢٠ ألف سنة ذات المنسوب العالي. والمصطبة الثالثة مع ٢٠٠ ألف سنة ذات منسوب عالي .وفي الحقيقة يغطي الغرين المتواجد أسفل الشرفة الثالثة رواسب الحجر الجيري المرجاني شكل (١٣) وعمره حوالي ٢٤٨ ألف سنة جدول (٣) يتزامن هذا العمر مع التكوين المرتبط مع ٢٠٠ ألف سنة ذات منسوب عالي والأحداث اللاحقة ذات المنسوب المنخفض. تزامناً مع هذه المحاكاة والدراسات الحقلية فإن أعلى وأقدم ورابع شرفة تقطعت بطريقة شديدة وارتبطت مع رواسب الحجر الجيري المرجاني على أساس الأشكال الأرضية الموجودة أو التي أزيلت بفعل الترسيب والنحت.

٦-٥: تذكر أن:

تفسر التغيرات المناخية المحلية وتذبذبات سطح البحر والوضع التكتوني المتحكمة في تطور الأشكال الأرضية والرسوبيات النهرية والبحرية خلال الحقب الرباعي وذلك على طول ساحل البحر الأحمر بمصر.

يمكن التعرف على المصاطب البحرية والنهرية باستخدام الصور الفضائية TM.

أدت الدراسات الحقلية إلى معرفة أن ما يقرب من ١٠ كيلو متر من الساحل مغطاة بالعديد من المراوح النهرية.

يكشف جدران الأدوية عن رواسب غرينية متبادلة مع حجر جيري مرجاني من الحقب الرباعي.

يكشف الساحل عن وجود من ثلاثة إلى أربعة مصاطب مرجانية يتراوح أعمارها بين ١١٢ – أكثر من ٣٧٠ ألف سنة.

تفسر عملية المحاكاة الرقمية مع الدراسات الحقلية عن تصور تطور الأشكال الأرضية الموجودة والتي أزيلت بفعل الترسيب والنحت خلال الحقب الرباعي.

الفصل السابع

٧-١: المناقشة

تم إدراك التـزامن بين البـقع الحـارة Hot Spots، وتدفق البـازلت القـارى، والخسف؛ لذلك ظهر اهتمام معقول بالدور الدقيق لمادة الانصهار المجمائى الحرارية التى تقوم بخرق الليثوسفير القارية فى تطوير أو تنمية المفصلة الثلاثية للصدع (الخسف)، إن عمليات الصدع النشطة التى يتم فيها دفع اتساع الليثوسفيرى عن طريق طاقة تيارات حمل Convection المنصهرة (Bott, 1992; Bruke & Sen-gor, 1992) واقترحت التفسيرات الأخرى سيناريو يتم فيه تضمين كل من العمليات النشطة والسلبية: تواجد البقع الحارة يتطلب قوى إضافية ناتجة عن اتساع تمددى لحد الصفيحة .(Courtillot et al., 1999; Hill, 1991) ويعتقد أن أشد هذه القوى هو حد الصفيحة عامة والتى تنتج عن شد الكتلة فى أنطقة الإيلاج، ودفع الحيد من مناطق الانتشار المحيطة فى حين إن وسائل التحكم المطلقة فى حركة الصفيحة لا تزال مثيرة للجدل .(Wilson, 1993) كما قد يتأثر شكل أو جيومترية الانفصال بأشكال تباين الأطوال الناتجة من عدم التجانسات القديمة فى الليثوسفير القارى (كما تمت مناقشتها من قبل).

فى نظام تصدع البحر الأحمر–خليج عدن لدينا الفرصة لتقييم تاريخ التصدع أو الخسف الذى يشمل أنشطة انصهارية واضحة المعالم، وأتبعه انفصال بتراكيب تمددية وأجزاء من التصدع نفسه والتى أزيلت من براكين معاصرة. وتوقيت الأطوار المتنوعة من هذا التسلسل أو النظام الخسفى الصدعى معروفة جيداً الآن بشكل نسبى، خاصة بالمقارنة بنظام تصدع أو خسف أخرى قديمة.

كان إعداد ما قبل انصهار عفار كان عامة ذا تضاريس منخفضة قرب أو عند مستوى سطح البحر، ولا تزال الطبقات البحرية محفوظة فى منتصف خليج عدن، وتعود إلى منتصف الأوليجوسين Late Rupelian؛ ولذا لم تكن هناك أية إشارة تدل

على وصول الأنشطة الانصهارية بعفار في شكل تقبب Doming إقليمي، وعلى الأقل إدراك الاستراتيجرافية المعروفة حالياً. وقد بدأ انبعاث الانصهار البازلتي اليمني والأثيوبي. وفي ديروديب السودانيــة منذ حوالي ٣١ مليون سنة (Baker et al., 1996; Hoffmann et al., 1997; Chrnet et al., 1998; Kenea et al., 2001; Ukstins et al., 2002).وقد تدفقت مجموعة صخور البازلت خلال حوالي مليون سنة، وصاحبتها براكين رايوليت. ويذكر أغلب المشتغلين أن تمدداً قليلاً جداً قد صاحب البركان المرتبط بالانصهار.

صادفت آبار المنطقة العميقة Hami-1 مناطق من خليج عدن وبندر هارشو Bandar Harshou-1 بمنتصف خليج عدن ترسيبات تصدعية متزامنة يرجع عمرها إلى حوالي ٢٩,٩، وحوالي ٢٨,٧ مليون سنة (من الروبيليان Rupelian) (Highes et al., 1991).

هذه هي الأقدم طبقات متزامنة مع الخسف أو التصدع في وسط أو غرب خليج عدن. وتتابع مماثل من الطبقات المتزامنة البحرية توجد في المياه العميقة لإريتريا، رسبت بين حوالي ٢٧,٥ و٢٣,٨ مليون سنة (شاتيان .Chattian) وقد بدأ التصدع في منخفض عفار بعد حوالي ٢٥ مليون سنة بناءً على العلاقات التكتونية البركانية في صخور قدرت بواسطة عوامل تحديد العمر (بوتاسيوم-أرجون). وبدأ تمدد عفار في وقت مبكر مع القطاع المتزامن المبكر للخسف، والذي غطى صخوراً بركانية حديثة. كما أن ظهور القرن الأفريقي في أواخر الأوليجوسين المتأخر يفيد بأن جنوب خليج عدن وحده التصدعي بدأ طوراً من التعرية التكتونية والرفع. ودلت هذه البيانات إلى أن التصدع والهبوط الملاحظ حدثت في خليج عدن، وأقصى جنوب البحر الأحمر خلال قليل من ملايين السنين من بداية الانصهارات البركانية، ولكن ليس قبل وصول هذا الانصهار المجمائي إلى السطح. وفي منطقة عفار بكل من اليمن وأثيوبيا نجد أن التتابع كما تم تفسيره حالياً كان بداية الانصهار وبداية التمدد (مع

الرفع المحلى والانصهار) . والرفع الرئيس Uplift (مع استمرار التمدد والهبوط الرئيس) .(Henzies et al., 1992) وفى تقديم هذا النوع لا تصلح النماذج التقليدية سواء كانت نشطة (رفع – انصهار – خسف أو تصدع) أو سلبى (تصدع – صعود – انصهار) تصدع أو خسف. بالنسبة لأغلب أجزاء البحر الأحمر، فإن التتابع كان تمدداً وانصهاراً متزامنين أعقبهما ارتفاع أو صعود، ولكن كميات من الصخور البركانية كانت صغيرة.

هل تسبب انصهار عفار فى حدوث تصدع أو خسف خليج عدن والبحر الأحمر؟ هناك بعض الأدلة على أن التصدع القارى لخليج عدن بدأ أولاً فى عمان فى أوائل الأوليجوسين، ثم انتشر غرباً انتقال .(Rupelian-Chattian Transition) لذلك من الممكن أن الانصهار المجمائى وبداية كسر الليثوسفير كانا معاصرين، ولكن التصدع لم يصل إلى عفار حتى (مليون سنة فى تتابع انبعاثى فى بداية التدفقات الرايولاتية القارية. تقريباً قبل انصهار عفار. حيث كانت الأجزاء الشمالية الشرقية من صفيحتى أفريقيا–العربية تواجه قوى تمددية باتجاه شمال وشمال شرق–جنوب وجنوب غرب يعزى إلى شد الكتل فى نطاق الإيلاج أسفل القوس البركانى لأوردفيه–دوختار Urumieh-Dokhtar على الحد المواجه للنيوتيس Neotethys (شكل ١١أ). ربما سحبت الصفيحة الهندية الصفيحة العربية شمالاً على طول نطاق الكسر لأوين، وأعتقد أن هذا بلا شك قوى جانبيه بالمقارنة بشد الكتل. وربما قدم انصهار عفار الضغط المركز أو الضعف المحلى للثيوسفير القارى من القارية التى شجعت على إحداث الصدع الذى كان متأهباً للوقوع (Malkin & Shemanda, 1991; Bellahsen et al., 2004).

وبهذا السيناريو بدأ تصدع خليج عدن القارى فى غرب المحيط الهندى، وربما بالتحكم فى الوضع القديم لحيد كارلسبرج، وقد انتشر تجاه عفار على هيئة تصدع منحرف، مع تمدد باتجاه الشمال الشرقى إلى شمال شمال شرق على مدار ملايين

قليلة من السنوات، حيث توقف التصدع فى حدود عفار والآبار العميقة لإريتريا، مما سمح بضغوط إقليمية للصفيحة لتبنى. وانتشر التصدع عند تقريباً ٢٤ مليون سنة، بطريقة فجائية شمالاً حتى البحر الأبيض المتوسط وطريق البحر الأحمر، وخليج السويس، ومنطقة البحيرات المرة، وتصدع المنزلة.

٧-١-١: وملخص هذا أن:

فتح البحر الأحمر متعامد على محوره باستثناء تعرجات (حوالى ١٠٠ كم وأطواله أصغر) تأثرت بإعادة تنشيط تراكيب الركيزة واتجاهاتها بواسطة والجهود المبذولة لحد الصفيحة. ارتبطت قواطع البحر الأحمر النارية بتمدد التصدع أو الخسف، حيث التزمت بكسور الليثوسفير، والاتجاه الممتد المبكر (شمال ٦٠° شرق). وقد ناقشت نماذج متنوعة الطور المبكر الافتراضى لاتساع البحر الأحمر، وتكوين الحوض من شد جزئى وهذا لم يؤكد باتجاهات القاطع أو بيانات المكاشف السطحية (Bosowarth et al., 2005).

ويبدو أن نظام تصدع البحر الأحمر–خليج عدن كان نتاجاً لتفاعل معقد بين عمليات تصدع نشطة وسلبية، وقد ساعدت دراسات جيولوجية وجيوفيزيائية حديثة على توضيح هذا النموذج الذى بلا أدنى شك سيواصل تطوره فى المستقبل.

تذكر أن:

نقوم فى هذا الجزء بتلخيص تطور نظام التصدع الخاص بمنطقة البحر الأحمر وخليج عدن البحرية والقارية Contininta1 & Marine، والتى تشمل خليج السويس، وخليج العقبة، وأحواض البحر الأحمر، وخليج عدن وحدودها القارية، ومنطقة منخفض عفار،

–وقد بدأت الحركة البركانية الانصهارات البازلتية فى أثيوبيا ومنطقة الشمال الشرقى من السودان، ومنطقة الجنوب الغربى من اليمن منذ ٣١ مليون سنة أعقبتها

حركة بركانية فى اتجاه الشمال إلى حارات سيرات، هادان وإشارا-كرسات، والرحات فى غرب السعودية.

- وقد وقع هذا الانصهار دون توسع يذكر، واستمر حتى ٢٥ مليون سنة، فى ذلك الوقت كانت أجزاء كبيرة من البحر الأحمر وخليج عدن فى مستوى البحر أو قريبة منه، وبدءاً من ٢٩,٩ و٢٨,٧ مليون سنة ترسبت رواسب مشكلة بحركات القشرة الأرضية فى مركز خليج عدن.

- وفى الوقت ذاته ارتفع القرن الأفريقى فى حوالى ٢٧,٥-٢٣,٨ مليون سنة كان هناك حوض تصدعى صغير يتكون فى البحر الأحمر الإريترى.

-وفى الوقت نفسه تقريباً (٢٥ مليون سنة) بدأ التمدد والتصدع داخل منطقة عفار، وفى ٢٤ مليون سنة ظهرت فى أنحاء البحر الأحمر من عفار واليمن إلى شمال مصر مرحلة جديدة من الحركة البركانية كان أساسها تداخلات طبقية لصخور نارية بازلتية، ولكنها أيضاً أدت إلى ترسيب صخور جابرو وصخور جرانوفير النارية.

-وقد صاحب هذه المرحلة الثانية من الانصهار فى البحر الأحمر توسع لتصدعات قوية، وترسب رواسب متأثرة بحركات القشرة الأرضية أغلبها ذات علاقة بحرية، كما كان الشكل الكلى للصخور المترسبة متبايناً بشكل جانبى.

-وقد زادت أعماق المياه بشكل مهم، وتغير الترسيب إلى صخور طينية جيرية غنية بالرواسب القادمة من أعماق المحيط وأحجار جيرية من المياه العميقة.

-قام الصدع أو الخسف القارى لخليج عدن بربط منطقة الكسور الأوينية (قشرة بحرية) بانصهار عفار خلال عدد قليل من ملايين السنين من بدايتها فى منتصف الأوليجوسين. Mid-Oligocene

- وربما كان هناك تأثير لوضع حيد كارلسبرج المحيطى على جيومترية تصدع عدن بالرغم من أن تفجير الصدع الأولى كان نتيجة ضغط دعامة عفار منذ ٣١ مليون سنة.

-تأثرت الجيومترية المحلية لصدوع البحر الأحمر الأولية بشدة بالتراكيب السابقة المعقدة من الصخور النارية والصخور المتحولة.

-ونتيجة لذلك ظهر مسار معقد من عفار إلى السويس، وكانت كل مجموعة من الصدع فى بادئ الأمر كانت نصف أخدودية غير متماثلة ذات مناطق إيواء واضحة المعالم بين الأحواض الفرعية.

-وفى خليج عدن تأثرت مواضع مناطق الإيواء بشدة بأحواض التصدع أو الخسف القديمة فى الميزوزوى، ويمكن استعادة التراكيب الأولية لشكلها الأصلى على حدود البحر الأحمر وخليج عدن.

-وفى كل من الحوضين تسجل الشواطئ الحالية انفصالاً بمسافة ٤٠-٦٠ كم على طول امتدادها، وكانت أحواض التصدع الأولية Initial Rift System تبلغ ٦٠-٨٠ كم عرضاً.

-بدأ الانتشار البحرى فى حيد شيبا شرق منطقة تصدع نطاق ألولا-فرتاق منذ ١٨-١٩ مليون سنة، وربما انتشر هذا الحيد بعد ذلك غرباً حتى مركز خليج عدن منذ ١٦ مليون سنة، ويتناسب ذلك مع الانتهاء الملحوظ للترسيب المتشكل بحركات القشرة الأرضية حتى حدود عدن فى الوقت نفسه تقريباً.

-وعند ١٤ مليون سنة تقريباً بدأ التحول الحدودى يقطع خلال سيناء والحدود القارية المشرقية Levant لتربط الجزء الشمالى من البحر الأحمر بمنطقة تقارب الكتلة المتحركة نطاق البلطيق-إقليم زاجروس .Bitlis-Zagros

- وقد توافق هذا مع اصطدام الصفيحة العربية وصفيحة أوراسيا، مما أدى إلى ظهور صفيحة جديدة ذات قوى حدودية مختلفة.

-تغير امتداد البحر الأحمر من الصدع أو الخسف العادى Normal Rift شمال ٦٠° شرق (N60 E) إلى ميل شديد متوازى مع صدوع تحول العقبة-المشرق شمال

١٥ ْ شرق (N15 E)، فأصبح نظام الخسف ظاهراً فى شمال السويس بمصر، وربما يرجع هذا إلى الضغط البسيط لصفيحة سيناء.

– وأصبح الارتباط البحرى بالبحر الأبيض المتوسط مقيداً ولكنه غير منتهى. وكذلك تغير ترسيب البحر الأحمر من الترسيب البحرى المفتوح إلى ترسيب تبخرى بالرغم من استمرار ترسيبات المياه العميقة فى العديد من المناطق.

–بدأ الطور الثالث للانصهار المجمائى بشكل محلى فى أثيوبيا، وبشكل سائد فى غرب السعودية ممتداً شمالاً حتى حارات أش شام، وجبل الدروز فى الأردن ولبنان وسوريا.

–وعند حوالى ١٠ مليون سنة انتشر حيد شيبا Sheba Ridge بسرعة غرباً على مسافة ٤٠٠ كم من منتصف خليج عدن إلى نهاية انقطاع شكرا الشيخ.

–وأعقب ذلك انتشار محيطى Oceanic Spreading فى المنطقة المركزية والجنوبية للبحر الأحمر منذ حوالى ٥ مليون سنة، وقد تزامن ذلك مع عدم توافق مهم فى حوض البحر الأحمر ممتداً إلى حدود خليج عدن معاصراً لعدم توافق فى المرحلة الميسينية لحوض البحر الأبيض المتوسط، كما حدثت مرحلة رئيسة لتطور الحوض على طول صدوع العقبة–المشرق التحولية.

–أثناء المليون سنة الأخيرة ارتبطت حدود صفيحة البحر الأحمر الجنوبية بانتشار مركز عدن من خلال خليج زولا، ومنخفض داناكيل وخليج تاجورا.

–وفى الوقت الحالى يبدو انتشار مركز البحر الأحمر الممتد فى انتشاره نحو شمالى البحر الأحمر ليرتبط بصدع العقبة–المشرق التحولى.

– تستمر براكين البازلتية القاعدية داخل الحارات الحديثة فى غرب السعودية العربية واليمن وفى جزء البحر الأحمر الجنوبية.

–وتتعرض أغلب الصفيحة العربية حالياً لضغط علوى بالقشرة شمالاً وجنوباً،

بينما يتوجه أقصى ضغط أفقى غرباً وشرقاً فى شمال غرب أفريقيا الآن الصفيحة العربية والصفيحة الأفريقية تقعان على صفيحتين منفصلتين متعرضتين لجهود إقليمية.

-فى حين أنه يبدو أن نظام تصدع البحر الأحمر-خليج عدن كان نتاجاً لتفاعل معقد بين عمليات تصدع نشطة وسلبية، وقد ساعدت دراسات جيولوجية وجيوفيزيائية حديثة على توضيح هذا النموذج الذى بلا أدنى شك سيواصل تطوره فى المستقبل.

٧-١-٢: استنتاجات:

نشأت تراكيب الركيزة الأساسية لما قبل الخسف أو التصدع للبحر الأحمر، وعفار، وغرب خليج عدن أثناء تكون جبال أفريقيا فترة النيوبروتيروزية مع تعديلات أقل أثناء أواخر الكريتاسى (Early Alpine Tethyan) والأيوسين (Late Alpin) فى الشمال، والجوراسى والكريتاسى (تصدع المحيط الهندى) فى الجنوب، وقد تم تفعيل تراكيب الركيزة الأساسية على نطاق كيلومترات إلى عشرات الكيلومترات، وكان لحدود التضاريس والصدوع الإقليمية تأثير مهم على نطاق أكبر.

يبلغ القطاع الاستراتيجرافى المجمع لما قبل التصدع فى خليج السويس حوالى ٢٦٠٠ متراً، ويصير أقل سمكاً حوالى ١٠٠٠ متر فى شمال البحر الأحمر، ثم يتوسع مرة أخرى إلى أكثر من ٣٠٠٠ متر فى جنوب البحر الأحمر. وفى داناكيل ألب يزيد قطاع ما قبل التصدع عن ٤٠٠٠ متراً، وتعكس حدود هذا التوزيع لطبقات ما قبل التصدع تأثير قربها إلى الهبوط الباليو والنيوتيثى فى الشمال (من أوائل الباليوزى إلى الميزوزوى)، وتطوير حد المحيط الهندى فى الجنوب (العصر الميزوزوى).

أثناء الباليوجين كانت معظم منطقة تصدع البحر الأحمر فيما بعد وخليج عدن عند أو قرب مستوى سطح البحر، ووصل التصدع البحرى إلى وسط منطقة البحر الأحمر أثناء أوائل الكريتاسى وأوائل العصر الأيوسينى. ولا تزال طبقات ما قبل

التصدع البحرية الحافية الأوليجوسينية موجودة فى دهوفار بعمان بآبار المياه العميقة فى الصومال واليمن. وتفيد الأدلة الاستراتيجرافية بالرغم من عدم شموليتها بأن التقبب الإقليمى لم يحدث قبل تدفقات الصخور البازلتية فى عفار وتلاها التصدع، وإذا حدث ذلك فقد كان محدوداً بوسط عفار.

بدأت الحركة البركانية البازلتية المرتبطة بالانصهار المجمائى فى عفار وديروديب بشمال شرقى السودان ، وجنوب غربى اليمن منذ حوالى ٣١ مليون سنة.

وبدأت الحركة البركانية الرايولاتية القارية منذ حوالى ٣٠ مليون سنة. ثم انتشرت الحركة البركانية بعد ذلك شمالاً إلى حارات سيرات وهادان وإيشارا- خيرسات والراحات فى غرب العربية السعودية. وقد حدث هذا الانصهار المبكر بدون تمدد أو اتساع إقليمى مهم، واستمر حتى حوالى ٢٥ مليون سنة.

بداية بعد حوالى ٣٠ مليون سنة ترسبت رسوبيات متزامنة تكتونية وبحرية أعلى القشرة القارية المتصدعة فى شرق ووسط خليج عدن، وعند حوالى ٢٧ مليون سنة تم تكوين حوض تصدعى صغير فى البحر الأحمر الإريترى، وبدأ التمدد المهم فى عفار منذ حوالى ٢٥ مليون سنة، ولكن تفسيراتها كانت محدودة.

ربط تصدع خليج عدن نطاق الكسر لأوين فى الشرق (الليثوسفير المحيطى) بانصهار المجمائى لعفار فى الغرب (الليثوسفير القارى). وتغير اتجاه التمدد بشكل واضح مع مرور الوقت، ولكنه كان دائماً منحرفاً عن الاتجاه العام للتصدع أو الخسف.

عند حوالى ٢٤ مليون سنة (أقدم بدرجة بسيطة فى أقصى جنوب اليمن) ظهرت مرحلة أو طور جديد من الأنشطة البركانية على شكل قواطع بازلتية أساسية، وصخور جابرو، وصخور جرانوفير بشكل متزامن خلال كل أجزاء البحر الأحمر بأكمله من عفار واليمن إلى شمال مصر. وهذه المرحلة الثانية من الانصهار صاحبها خسف شديد-عادى وتمدد وترسيبات تكتونية قوية متزامنة لتصدع البحر الأحمر، ومعظم هذه الترسيبات بحرية وبحرية حافية، وقد شكل هذا تكوين نظام التصدع

العظيم للبحر الأحمر وخليج عدن. وفى هذا الوقت بدأ رفع جدار الخسف أو التصدع فى البحر الأحمر، وتم تعجيله بدرجة كبيرة بعد بضعة ملايين قليلة فيما بعد حوالى ٢٠ مليون سنة.

كان موقع انصهار عفار يتحكم فى موقع تصدع البحر الأحمر، فى حين أن توجهه بزاوية شمال ٣٠° غرب كان بسبب ضغوط الصفيحة الإقليمية المبذولة عن طريق شد الكتل فى نطاق الإيلاج أسفل القوس البركانى لأورومييه–دوكتار على الجانب الشمالى للنيوتيسى Neotethyus (حالياً البلطيق–زاجروس) نطاق صدع الدثر، كما قد يعكس وضع شمال البحر الأحمر آثار تركيز الضغوط فى الركن بين الحدود المصرية والجزء المشرقى القارى.

إعادة تنشيط الصدوع الخسفية الميزوزوية أثناء بداية خليج عدن، وساعدت على التحكم فى شكل الحد القارى السلبى الجديد، ومع ذلك فإن التوجه العام لنظام تصدع عدن قطع خلال هذه الأحواض الأقدم. وتأثر شكل الخسف المبكر للبحر الأحمر بتركيب الركيزة الأساسية النيوبروتيروزوية؛ ونتيجة لذلك أعقبها مسار معقد من عفار إلى السويس. كما لعبت تراكيب ما قبل التصدع أو الخسف دوراً مهماً فى تحديد تمدد أو اتساع عفار.

يمكن استعادة شكل تراكيب الخسف المتزامن وما قبل الخسف إلى شكلها الأصلى على طول حدود البحر الأحمر وخليج عدن المفصلية، وكانت بداية أحواض الخسف عامة غير المتماثلة والنصف أخدودية Half-Graben تبلغ ٦٠–٨٠ كم عرضاً.

قدرت عوامل التمدد للقشرة القارية بأنها (= حوالى ١,١٥ فى ساحل اليمن بحد منتصف خليج عدن، ١,٦–١,٨ فى ساحل اليمن على البحر الأحمر، وحوالى ٢,٦ فى الجزء الجنوبى من خليج السويس إقليمياً، وحوالى ٢ فى محور الحوض، وحوالى ٢,٤ فى الآبار العميقة لحد البحر الأحمر اليمنى، وحتى ٢,٥ فى داناكيل ألب.

وقد استمرت مرحلة الخسف المتزامن من حوالى ٣٠ إلى حوالى ١٩ مليون سنة فى خليج عدن، وحوالى ٢٧ إلى حوالى ٥ مليون سنة فى جنوب البحر الأحمر، حوالى ٢٤ إلى حوالى ١٤ مليون سنة فى خليج السويس، وفى شمال البحر الأحمر، ويستمر التمدد أو الاتساع القارى حالياً فى نطاق المياه العميقة.

عند حوالى ١٩–١٨ مليون سنة بدأ الانتشار المحيطى على حيد الشبعة بين أنطقة الكسور، أوين وألولا–فرتاق، ويبدو أن الانتشار امتد مئات الكيلومترات القليلة غرب نطاق كسور ألولا–فرتاق عند حوالى ١٦ مليون سنة.

عند حوالى ١٤ مليون سنة قطع الحد التحولى خلال سيناء والحد القارى المشرقى للقارة رابطاً شمال البحر الأحمر بنطاق التقارب البلطيق–زاجروس، وقد تطابق هذا مع اصطدام صفيحة أوراسيا مع الصفيحة العربية، ونتج عنها فى شكل صفائحى ذى قوى حدودية مختلفة لم يتوقف معه شد الكتل ولكن عزمها قل.

غيرت تمدد واتساع البحر الأحمر من خسف عادى (شمال ٦٠° شرق) إلى انحراف كبير وموازى تحول العقبة–المشرق (شمال ١٥° شرق)، مما أبطأ من تمدد خليج السويس بشكل كبير، ولكنه لم يتوقف تماماً.

تزامناً مع بداية تحول العقبة–المشرق رفعت منطقة شمال السويس بدرجة خفية ربما بسبب ضغط كابس بسيط لصفيحة Sub-Plate سيناء المحلية، وانخفض منسوب مياه البحر الأبيض المتوسط بشكل كبير بالرغم من عدم اختفائه، كما أن التدفق خلال باب المندب كان مقيداً، وتغير الترسيب بالبحر الأحمر من انتشار بحرى مفتوح إلى تبخيرى، وبدأت مرحلة ثالثة من الانصهار فى غرب العربية السعودية، وامتدت شمالاً حتى حارات الشمعة وجبل الدروز فى الأردن ولبنان وسوريا.

بدأ التكوين الملحى فى البحر الأحمر بسرعة بعد الترسيب الواسع للهاليت الكتلى فى منتصف الميوسين إلى المرحلة المبكرة من الميوسين المتأخر. وصلت قباب

الملح السطح فى العديد من أجزاء الحوض مع نهاية الميوسين ودفن معظمها لاحقاً. القليل من القباب حالياً عند أو قريب جداً من السطح على طول الحدود المصرية والسعودية واليمن.

عند حوالى ١٠ مليون سنة امتد الانتشار المحيطى فى خليج عدن بسرعة عبر ٤٠٠ كم غرباً إلى انقطاع شكرا الشيخ عند خط طول حوالى ٤٥° شرقاً.

أعقب ذلك انتشار محيطى فى جنوب البحر الأحمر عند تقريباً ٥ مليون سنة. وصاحبت ذلك زيادة فى معدل الحركة على تحول العقبة–المشرق (من حوالى ٦,٥ كم/مليون سنة إلى حوالى ٩ كم/مليون سنة)، ومعدل الفصل بين الصفيحة العربية والصفيحة الأفريقية. ويصعب توضيح زيادة توافقية فى معدل الفصل عبر حيد الشبعة من البيانات المغناطيسية المنشورة.

صاحب بداية الانتشار المحيطى للبحر الأحمر عدم توافق مهم خلال حوض البحر الأحمر، وتطور رئيس للأحواض على طول تحول العقبة– المشرق، وزيادة تدفق المياه البحرية خلال باب المندب، وعادت ترسيبات البحر الأحمر إلى سيادة الظروف البحرية المفتوحة، وفقد الاتصال البحرى بين خليج السويس والبحر المتوسط باستثناء أوقات كانت مستويات سطح البحر فيها مرتفعة جداً.

الاختلافات فى حركات الرفع بين حدود خسف أو تصدع البحر الأحمر ومحوره القاعى Trough أدى إلى زحزحة الكتل مع الجاذبية ناحية محور التصدع أو الخسف، صاحبه الانخفاض العام الذى حدث عند أسفل قطاع المتبخرات فى الميوسين الأوسط/المتأخر.

عند حوالى ٣ مليون سنة، وربما تزامناً مع انتشار البحر الأحمر بدأ الانتشار المحيطى غرب ٤٥° شرقاً فى خليج عدن، وأثناء المليون سنة الماضية

واصل الانتشار تمدده غرباً داخل خليج تادجورا، وداخل عفار عبر صدع

عسال المنكشف على السطح، واصلت حد الصفيحة النشطة على طول الجانب الغربى فى بلوك (كتلة) داناكيل، وارتبطت بالبحر الأحمر عند خليج زولا.

ويوضح القاع المحورى فى خليج عدن غرب ٤٥° شرقاً نسيجاً قاعياً مميزاً عند غرب شمال غرب–شرق جنوب شرق واتجاه شمال شرق–جنوب غرب لنطاق الكسر، وهذا ربما سبب بتصدع تمددى تكون تحت اتساع شمال شمال شرق–جنوب جنوب غرب ليشغل نطاق الضعف ليتأثر أو يتحكم بمغناطيسية تحت قشرية تتجه منحرفة عن اتجاه الاتساع الموجود، وهذه المنطقة مازالت تتحكم فى انصهارات عفار.

وحالياً يظهر مركز انتشار البحر الأحمر ليتمدد تجاه شمال البحر الأحمر ليصل مع تحول العقبة–المشرق، وفى شمال نطاق كسر زبرجد لا يوازى محور البحر الأحمر القاعى الحدود الساحلية، ولكنه يستدير بدرجة بسيطة فى اتجاه عقارب الساعة؛ ليكون تقريباً عمودياً على تحول العقبة–المشرق.

إن مجالات الضغط الحالية للصفيحة العربية وصفيحة أفريقيا التى تفصل الآن الصفائح غير المزدوجة تماماً، وأقصى ضغط أفقى موجه شمالاً–جنوباً فى الصفيحة العربية، بينما يتجه شرقاً–غرباً فى مصر، وفى السودان غرب البحر الأحمر.

٧-١-٣: أبحاث مستقبلية (أبحاث يمكن إجراؤها في المستقبل القريب):

يقدم نظام تصدع البحر الأحمر وخليج عدن منظوراً مذهلاً حول كيفية بداية التصدع فى الليثوسفير القارى، وكيف يؤدى ذلك إلى تكوين حوض بحرى أو محيطى جديد، وسوف تظل هناك احتياجات غير محدودة، وطرق غير محدودة للأبحاث المستقبلية فى هذه المنطقة، ونود أن نؤكد على العديد من المشكلات الرئيسة التى يمكن الاهتمام بها باستخدام الأدوات الجيولوجية، والجيوفيزيائية الحالية، والتى سوف ينتج عنها تفهم جيد لهذه الأحواض:

– التراكيب القشرية ثلاثية الأبعاد للمفصلة الثلاثية بعفار.

– الشكل والتوقيت التفصيلى للحركة داخل أنطقة الكسر بخليج عدن.

– التأريخ التفصيلى لمنطقة الحارات بالسعودية غير المؤرخة، والمصيدة السفلية لانصهارات أشانجى فى أثيوبيا، والقواطع البازلتية الموسعة التى تمتد من اليمن إلى سيناء، بالأخص دراسات U-pb(اليورانيوم–الرصاص) للباديلييت Baddeleyit. والزيركون وبلوراته الوحيدة يجب أن تؤخذ فى الاعتبار.

– التوقيت المفصل والتنويع الزمنى لحركات الرفع على طول حدود البحر الأحمر وخليج العقبة وخليج عدن.

– عمر أقدم طبقات متزامنة مع التصدع على طول نظم التصدع.

– عمر الرواسب المالئة لأحواض خليج العقبة فى الآبار العميقة.

– العمر والمضاهاة المفصلة للتتابعات التبخيرية من منتصف إلى أواخر الميوسين.

– تفاصيل التراكيب القشرية من الحد لكل من أجزاء نظام التصدع.

– سبب وتاريخ التطور الحالى غير المتماثل للبحر الأحمر وحدوده القارية.

–النطاق الكامل للقشرة البحرية المحيطية داخل كل جزء من نظام التصدع، وطبيعة القشرة أسفل محور شمال البحر الأحمر.

معجم المصطلحات الجيولوجية

والمراجع والفهارس

معجم المصطلحات الجيولوجية الواردة في الكتاب (إنجليزي - عربي)

(A)

تصدع أو خسف عدن	Aden rift
انصهار عفار	Afar Plume
حد أفريقيا – المشرق	African - levant margin
المراوح الاطمائية	Alluvial fans
(كبريتات الكالسيوم المائية)	anhydrite
شدود الجاذبية أو المغناطيسية	Anomaly (magnetic)
طية محدبة	Anticline fold
معدن الأباتيت	Apatite
الميوسين الأدنى	Aquitanian
الصفيحة العربية	Arabia
الرواسخ العربية	Arabian Craton
أنهيدريت	
الأتجاه النجمى	Asteroid trend
غير تماثلى	Asymmetric
قاع محورى	Axial trough

(B)

صخر البازلت البركانى	Basalt
فيضانات بازلتية وفيها تندمج الطفوح البازلتية مع بعضها وذلك فى حيد منتصف المحيط مكونة منطقة بازلتية واسعة	Basaltic flood

الركيزة الأساسية	Basement
هو التقعر المناظر للبقعة والذى تميل فيه الطبقات فى جميع الاتجاهات نحو نقطة مركزية.	Basin
نمذجة الحوض	Basin modeling
حوض فرعى/شبه حوض	(Sub)basin
متعلق بقياس الأعماق	Bathymetric
وهو الحد الذى يتحرك عليه الصفحتين بدون أحداث تشوه أو تدمير لليثوسفير	Boundary
أواخر الميوسين الأدنى	Burdigalian
مراجين مخية	Brain corals

(C)

العصر الكربونى	Carboniferous
حيد كارلسبرج المحيطى	Carlsberg oceanic ridge
حقب الحياة الحديثة	Cenozoic
الاوليجوسين الأعلى	Chattian age
مخروط الرماد (خاص بالبراكين)	Cinder cone
تعنى حوالى	Circa
اصطدام الصفائح معاً	Collision
القشرة القارية	Continental crust
المصاطب أو الشرفات البحرية المرجانية	Coral terraces
التصدع أو الخسف أو الانغلاق القارى	Continental rifting
تقارب الصفائح التكتونية بعضها البعض	Converence
طبقات المكونة للرواسخ	Cratonal strata
الطبقة الخارجية الرقيقة جداً من الأرض	Crust

(D)

Deformation التشوهات التى تصاحب الطبقات سواء بالكسر أو الثنى

Denderitic coral مراجين شجيرية

Depression منخفض

Detritus فتات رسوبية

Desert pavements أرصفة صحراوية تتكون من حصيوأما الأقل من الحصى أزيل بفعل الرياح

Dextral fauets صدوع يمينية

Digital elevations models نموذج ارتفاعات رقمية

Diaprism (salt) القباب الملحية

Dikes القواطع النارية المتعامدة على الطبقات

Dip slip movement حركة تزيح الميل والحركة تكون موازية لميل الصدع

Disconformity نوع من عدم التوافق فيه الطبقات التى تعلوه وتسفله موازية

Discontinuity انقطاع

Divergent boundary ألحد الذى فيه يتحرك صفحتين بعيداً عن بعض ينتج عن ذلك صعود مواد من الستار لإنتاج قاع بحر جديد

Dolerite الدوليريت

Domal تركيب دائرى يميل فى كل الاتجاهات

Downthrow رمية الصدع لأسفل

Drift (continental) تباعد الصفائح أو القارات أو انجرافها

(E)

Enechelon faults

صدوع سلمية ترمى جميعها فى إتجاه واحد فينشأ ترتيب سلمى للطبقات

Epoch حقبة

Eurasia	الصفيحة الأوربية الأسيوية
Eustatic	تبذبات فى مستوى سطح البحر
Escarpment	جرف
Ethiopian Plateau	الهضبة الأثيوبية
Evaporites	صخر رسوبى مكون نتيجة يتبخر الماء
Exploration	آبار استكشافية
Era	دهر

(F)

Facies	السحنات الليثولوجية التى غالباً ما ترتبط ببيئة الترسيب
Felsic tuffs	الطف الغنى بالفلسباروالكوارتز
Ferricrete	تربة كربوناتية غنية بالحديد
Fluvial terraces	الشرفات النهرية
Fold	ثنية أو طى الطبقات
Foliated	نسيج مميز للصخور المتحولة (صفائحى أو طى الطبقات)
Foot wall	حائط القدم للصدع
Formation	تكوين صخرى
Fractional crystallization	التمايز أو التبلور النوعى للصهير.

(G)

Ga	بليون سنة
Gabbro	صخر نارى جوفى قاعدى
Glacial maxima	الفترات الجليدية القصوى
subglacial (d5,e5)	الفترات التحت الجليدية

صخر متحول تحول أقليمى Gneiss

قارة جندوانا انفصلت عن أم القارات إلى الجنوب وهى الآن أفريقيا Gondwana وأمريكا الجنوبية واستراليا

صدع أخدودى أو خندقى Graben fault

(H)

أنصاف الخنادق وفيها تنخفض الكتل بالنسبة لما يجاورها نتيجة صدع Half-graben واحد فقط

حركة المياه المالحة Halokinesis

تدفقات بازلتية الحارات هى Harrats

حرارة عالية جداً بالنسبة لما حولها فيها تندفع مادة الستارلأعلى مكونة براكين بعيدة عن الحيود

تصدع Horst fault

البقع الحارة توجد فى طبقات الستار العليا أماكن محدودة تتميز بدرجة Hot spots

(I)

صخر نارى بركانى متكون من طف ملتحمة Ignimbrites

الصفيحة الهندية Indian plate

خط تساوى الزمن الذى يمثل عمر الصخر Isochron

الأحواض الناتجة من التصدع الأولى Intial rift basn

داخل الصفيحة التكتونية Intraplate

عندما تهمد البراكين المجاورة المتكونة عند منطقة الابتلاع تكون سلسلة Island arc من الجزر مجاورة للأخدود المحيطى هذا الجزء يسمى قوس الجزر

معلومات عن النظائر المشعة Isotopic data

(K)

نظيرى بوتاسيوم–أرجون K-Ar

Kinetic energy طاقة مركبة المشعة

Kyr (thousand year)

(L)

Levant بلاد شرق البحر المتوسط من اليونان إلى مصر

Lithology الوصف الصخرى

Lithosphere الغلاف الصخرى – الجزء الخارجى الصلب من القشرة الأرضية

Lurasia القارة التى انفصلت عن أم القارات إلى الشمال وهى الآن آسيا وأوروبا وأمريكا الشمالية

(M)

Margin حافة أو حد

Mid - ocean ridge حيد منتصف المحيط

(N)

Neogene الحقبة النيوجينية

Neolithic العصر النيوليثى ٤٥٠٠ قبل الحاضر

Neotethyan البحر المتوسط الحديث

Normal faults صدع او فالق عادى

Nubian shield الدرع النوبى

(O)

Oceanic crust القشرة المحيطية

Oceanic ridge الحيد المحيطى

Oceanic spreading انتشار محيطى

Oblique slip fault صدع (انزلاقى مائل) الذى له حركة أفقية ورأسية

Offset الإزاحة الافقية للصدع (بموازاة متجه الطبقة)

Offshore العمق

Oligocene عصر الاوليجوسين

Onshore الساحل

Ophiolite تجمع من رواسب بحرية عميقة مع لافا بازلتية مع قواطع بازلتية مع بريدوتيت وجابرو تدل فى مجموعها أنها مشتقة من قشرة محيطية .

Orogeny الحركة البنائية للجبال

Owen fracture zone (FZ) نطاق كسر أوين

(P)

Paleogene حقبة زمنية تشمل عصور الباليوسين والايوسين والأوليجوسين

Paleosol تربة قديمة

Paleotethyan البحر المتوسط القديم

Pangaea أم القارات كانت محاطة بمحيط كبير

Peneplain سهب أو سهل تحاتى

Period عصر

Peridotite البريدوتيت

Permian العصر البرمى

Planar coastal faults فوالق ساحلية مستوية

Plate صفيحة تكتونية أو بنائية

Pluton مجما صلبة

Plume تصاعد انصهارى

Plunge انحدار وهد (الطية)

Proto - rift خسف أولى أو تصدع أولى

Pseudo - oceanic crust قشرة محيطية كاذبة

Pyroclastic rocks صخور رسوبية بركانية

(Q)

Quaternary — الحقب الرباعى

(R)

Recent — العصر الحديث

Red beds — طبقات حمراء اللون

Regionl compression — كبس أو ضغط إقليمى

Regression — انحسار

Restoration — أستعادة

Reverse faults — صدوع معكوسة

Rhyolitic volcanism — أنشطة بركانية رايوليتة

Ridge — نتوء – حيد

Rift system — منطقة من القشرة يحصل عليها تباعد أو انفصال

Rift basins — أحواض تصدعية

Rock unit — الوحدات الصخرية

Rotational faults — فوالق دوارة

Rupelian age — الأوليجوسين الأدنى زمن

(S)

Santunian age — العصر الكريتاسى الأعلى

Scoria cones — مخاريط لافا صلبة ذات فقاقيع

Seismic refraction / reflection data — بيانات الانكسارات والانعكاسات (الزلزالية)

Shear zons — أنطقة قصية

Siliclatics — الرواسب الفتاتية السيليكاتية

Simulation — محاكاة

Sinistral movement — حركة يسارية

Slip	إنزياح
Solidification	تصلد
Spreading centers	مراكز الانتشار
Subduction	نطاق الإيلاج لصفيحة محيطية أسفل آخر قارى
Summer inslolation periods	فترات سطوع الشمس
Summer monsoons	الرياح الموسمية الصيفية
Suture	أنطقة ضعف فى الليثوسفير
Strike slip movement	حركة تزيح المضرب فى إتجاه أفقى والحركة تكون فى اتجاه مضرب الصدع
Syn - rift	خسف متزامن
Syrian arc fold	طيات القوس السورى

(T)

Tectonostratigraphy	قطاع استراتيجراف تركيبى
Tertiary	الحقب الثلاثى ويشتمل على الباليوجين والنيوجين
Tethyan	البحر المتوسط
Tholeiitic magma	صهارة بازلتية الخالية من الأوليفين وهى صهارة أولية تبلورت عنها سلسلة صخور حدض المحيط الهادى
Thrust fault	صدع د ثر
Transcurrent=transverse faults	صدوع مستعرضة وهى التى يتحرك فيها الجانبان حركة أفقية وله زحزحة أفقية أو فسحة(تتراوح من أقل من سم الى الاف الأمتار)
Transgression	تقدم البحر
Throw	ازاحة رأسية، رمية
Transform faults	فوالق انتقالية أو تحولية
Transverse strike slip movement	حركة تزيح مضرب عرضية

Triassic	العصر الترياسى
Trough	حوض بحرى طولى الشكل يمتد أمام السواحل
Tuffs	طف بركانى
Transform fault	صدع تحول

(U)

Uplift	حركة رفع تكتونى

(V)

Velocity discontinuity	أختلاف السرعة
Volcanic vents	أعناق البراكين
Volcanism	أنشطة بركانية

(W)

Wet periods	فترات مطيرة

أهم المراجع

أولاً المراجع باللغة العربية:

١ – و. ف. هيوم ,نصرى مترى شكرى، وإبراهيم عبد القادر وآخرون(١٩٢٥), جيولوجية مصر– مكتبة الأنجلو.

٢–معجم الجيولوجيا(١٩٨٦) مجمع اللغة العربية–الطبعة الثانية،٤٧٣صفحة.

٣–نبيل يوسف (١٩٩١)بعض الظاهرات الجيومورفولوجية على السهل الساحلى للبحر الأحمر (جنوب خليج السويس ,فى مصر) رسالة دكتوراه بكلية الأداب–جامعة عين شمس– غير منشورة.

٤–أحمد شفيق الخطيب(١٩٩٥)قاموس الجيولوجية المصور.مكتبة لبنان ناشرون٣٢٨ ,صفحة.

٥–عبد المحسن زيكو(٢٠٠١) جيولوجية مصر. ، دار الكتب.

٦–عبدالمنعم محمود(٢٠٠٦) رواسب البلايا بوادى جواسيس ومغزاها الجيوأثرى–سفاجا،البحر الأحمر–مصر.(ملخص) ندوة الجيومورفولوجيا الثانية–الجمعية الجغرافية المصرية.

ثانياً:المراجع الأجنبية:

* Abbate, E., Ficcarelli, G., Pirini Raddrizzani, C, Salvietti, A., Torre, D.,Turi, A., 1974. Jurassic sequences from the Somali coast of the Gulf of Aden. Riv. Ital. Paleont. 80, 409-478.

* Abbate, E., Bruni, P., Fazzuoli, M., Sagri, M., 1988. The Gulf of Aden continental margin of northern Somalia: tertiary sed-imentation, rifting and drifting. Memorie Societa Geologica Italian a 31 (1986), 427-445.

* Abbate, E., Passerini, P., Zan, JL., 1995. Strike-slip faults in a rift area:transect in the Afar Triangle, East Africa. Tectonophysics 241,

67-97. Abbate, E., Balestrieri, M.L., Bigazzi, G., 2002. Morphostructural development of the Eritrean rift flank (southern Red Sea) inferred from apatite fission track analysis. Journal of Geophysical Research 107 (Bll), 2319. doi:10.1029/2001JB001009.

* Abbate, E., Papini, M., Passerini, P., Teweldemedhin, T., 2004. Late Cretaceous/pre-Oligocene pre-rift folds and detachments in the Danakil Horst (Eritrea). In: 32nd International Geological Congress, Abstract volume, pt. 1, abs. 138-2, p. 627.

* Abdallah, A.M., El Adindani, A., Fahmy, N., 1963. Stratigraphy of the Lower Mesozoic rocks western side of the Gulf of Suez, Egypt. Geological Survey and Mineral Research Department, United Arab Republic (Egypt), Paper 27, 23 p.

* Abdel Khalek, M.L., Abdel Wahed, M., Sehim, A., 1993. Wrenching deformation and tectonic setting of the Northwestern part of the Gulf of Aqaba. Geodynamics and sedimentation of the Red Sea-Gulf of Aden Rift system. Geological Survey Egypt Special Publication 1,409- 445.

* Abdel Malik, W.M., 1981. Lower/Middle Miocene boundary in the Gulf of Suez region, Egypt. Newsletter Stratigraphy 10, 156-163.

* Abdelsalam, M.G., Stern, R., 1996. Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield. Journal of African Earth Sciences 23, 289-310.

* Abelson, M., Agnon, A., 1997. Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation. Earth and Planetary Science Letters 148, 405-421.

* Abul Nasr, R.A., 1990. Re-evaluation of the Upper Eocene rock units in west central Sinai, Egypt. Ain Shams Univeristy, Earth Science Series 4, 234-247.

* Acton, G.D., Stein, S., Engeln, J.F., 1991. Block rotation and con-

tinental extension in Afar: a comparison to oceanic microplate systems. Tectonics 10, 501-526.

* Adams, R., 1994. The Seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea, A Historical Review. Cambridge University Press, 181 p. Andrawis, S.F.,

* Al-Amri, A., Schult, F., Bufe, C., 1991. Seismicity and aeromagnetic features of the Gulf of Aqaba (Elat) region. Journal of Geophysical Research 96, 20,179-20,185.

* Ali Kassim, M., 1991. Oligo-Miocene sedimentation in the Boosaaso and Qandala Basin, Gulf of Aden, NE Somalia. In: Geologia del Basamento Italiano-Convegno in onore di Tommaso Cocozza, Siena (Abstract), 87.

* Ali Kassim, M., 1993. 1 bacini Oligo-Miocenici della Somalia nordorien- tale; evoluzione sedimentaria e strutturale. Ph.D. Thesis, IV Ciclo, Dip. Sc. Terra Universita di Siena, Biblioteca Nazionale, Firenze, Roma.

* Al-Kadasi, M., 1995. Temporal and spatial evolution of the basal flows of the Yemen Volcanic Group. Ph.D. Thesis, University of London, 301 pp.

* Al-Subbary, A., Nichols, G., Bosence, D., 1994. Contribution to the lithology and paleogeography of Tawilah Group, Yemen. 14th International Sedimentological Congress, Recife, Brazil, August 1994, Abstracts G.2-G.3.

* Al-Subbary, A.K., Nichols, G.J., Bosence, D.W.J., Al-Khadasi, M., 1998. Pre-rift doming, peneplanation or subsidence in the southern Red Sea? Evidence from the Medj-Zir Formation (Tawilah Group) of western Yemen. In: Purser, B.H., Bosence, D.WJ. (Eds.), Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 119-134.

* Al-Thour, K.A., 1997. Facies sequences of the Middle-Upper Ju-

rassic carbonate platform (Amran Group) in the Sana'a region, Republic of Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 643-660. Kambraseys.

* Andres, W., Radtke, U., 1988. Quartare Strandterrassen an der Kttste des Gebel Zeit (Golf von Suez/Agypten). Erdkunde 42, 7-16.

* Arthaud, F., Choukroune, P., Robineau, B., 1980. Evolution structurale de la zone d'Arta (Rep de. Djibouti). Bulletin Societe geologique de France 7, XX11, 6, 909-915.

* Arvidson R., Becker. R., Shanaa brook, , A. luo, w., struchio, N., sultan, M., lofty,. Mahamoud, A. El Alfy, Z (1994) climatic, eustatic and tectonic controls on quatennory deposits and land forms, red sea coast, Egypt journal of geophysical research, vol. 99, No. B6, pages: 12, 175 - 12.190

* Audin, L., 1999. Penetration de la dorsale d'Aden dans la depression Afar entre 20 et 4 Ma. Ph.D. Thesis, Universite de Paris 7 et institut de Physique du Globe de Paris, Paris, 278 p.

* Audin, L., Tapponnier, P., Manighetti, L, Metivier, F., Huchon, P., 2001. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift floor: insights from the Tadjouraden cruise. Geophysical Journal International 144, 391-413. Audin, L., Quidelleur, X., Coulie, E., Courtillot, V., Gilder, S., Manighetti, L, Gillot, P.-Y., Tapponnier, P., Kidane, T., 2004. Paleomagnetism and K-Ar and 40Ar/39Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia): constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr. Geophysical Journal International 158, 327-345.

* Azzaroli, A., 1958. L'Oligocene e il Miocene della Somalia, Stratigrafia, Tettonica, Paleontologia (Macroforaminiferi, Coralli, Molluschi).Palaeontologica Italica 52, 1-142.

* Azzaroli, A., 1968. On the evolution of the Gulf of Aden. In: International Geological Congress Report of Sessions 23rd, vol. 1, pp. 125-134.

* Baker, J., Menzies, M., Snee, L., 1994. Stratigraphy, 40Ar/39Ar geochro- nology and geochemistry of flood volcanism in Yemen. Mineralogical Magazine 58A, 42-43.

* Baker, J., Snee, L., Menzies, M., 1996. A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction. Earth and Planetary Science Letters 138, 39-55.

* Baldridge, S., Eyal, Y., Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M., 1991. Miocene magmatism of Sinai related to the opening of the Red Sea. Tectono- physics 197, 181-201.

* Barakat, M.G., Darwish, M., El Barkooky, A.N., 1988. Lithostratigraphy of the Post Carboniferous-Pre Cenomanian clastics in west central Sinai and Gulf of Suez, Egypt. In: Proc. 8th Exploration Conf. Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, November, 1986, vol. 1, pp. 380-405.

* Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G., Marinelli, G., Santacroce, R., Tazieff, H., Varet, J., 1972b. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations. Journal of Geology 80, 720-729.

* Barberi, F., Tazieff, H., Varet, J., 1972a. Volcanism in the afar Depression: its tectonic and magmatic significance. Tectonophysics 15, 19-29.

* Barberi, F., Borsi, S., Feirara, G., Marinelli, G., Santacroce, R., Tazieff, H., Varet, J., 1973. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations: a reply. Journal of Geology 81, 749-751. Barberi, F., Bonatti, E., Marinelli, G., 1974. Transverse tectonics during the split of continent: data from the Afar rift. Tectonophysics 23, 17-19.

* Barberi, F., Santacroce, R., Varet, J., 1975. Structural evolution of the Afar triple junction. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on

the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 38-54.

* Barberi, F., Varet, J., 1975. Nature of the Afar crust: a discussion. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 375-378.

* Barberi, F., Varet, J., 1977. Volcanism of Afar: small-scale plate tectonics implications. Bulletin of the Geological Society of America 88, 1251-1266.

* Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M., Eyal, U., 1980. Sinistral movement along the Gulf of Aqaba-its age and relation to the opening of the Red Sea. Nature 285, 220-221.

* Basahel, A.N., Bahafzallah, A., Jux, U., Omara, S., 1982. Age and structural setting of a Proto-Red Sea embayment. N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 8, 456-468.

* Bayer, H.-J., Hotzl, H., Jado, A.R., Roscher, B., Voggenreiter, W., 1986. Sedimentare und strukturelle Entwicklung des nordlichen Roten Meer Graben. Berichtsband 1984-1986. Sonderforschungsbereich 108 "Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphare", Univ. Karlsruhe, pp. 893-918.

* Bayer, H.-J., Hotzl, H., Jado, A.R., Roscher, B., Voggenreiter, W., 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. Tectonophysics 153, 137-151.

* Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., Daniel, J.-M., Jolivet, L., 2004. Why did Arabia separate from Africa?: insights from 3-D laboratory experiments. Earth and Planetary Science Letters 216, 365-381.

* Ben-Avraham, Z., 1985. Structural framework of the Gulf of Elat (Aqaba), Northern Red Sea. Journal of Geophysical Research 90, 703-726.

* Ben-Avraham, Z., Almagor, G., Garfunkel, Z., 1979. Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba), northern Red Sea. Sedimentary Geology 23, 239-267.

* Berckhemer, H., Baier, B., Bartelsen, H., Behle, A., Burkhardt, H., Gebrande, H., Makris, J., Menzel, H., Miller, H., Vees, R., 1975. Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 89-107.

* Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher 111, C.C., Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Tune Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, vol. 54, pp. 129-212.

* Berhe, S.M., 1986. Geologic and geochronologic constraints on the evolution of the Red Sea-Gulf of Aden and Afar Depression. Journal of African Earth Sciences 5, 101-117.

* Beydoun, Z.R., 1964. The stratigraphy and structure of the eastern Aden protectorate. Overseas Geology and Mineral Resources Bulletin Supplement 5, HMSO, London, 107 p.

* Beydoun, Z.R., 1966. Eastern Aden Protectorate and part of Dhufar. In: Geology of the Arabian Peninsula Professional Paper 560H, US Geological Survey, H1-H49. Beydoun, Z.R., Greenwood, J.E.G.W., 1968. Aden Protectorate and Dhufar. In: Dubertret, L. (Ed.), Lexique Stratigraphique International, vol. 3. CNRS, Paris, p. 128.

* Beydoun, Z.R., Bichan, H.R., 1970. The geology of Socotra Island, Gulf of Aden. Quarterly Journal of the Geological Society, London 125, 413-446.

* Beydoun, Z.R., 1970. Southern Arabia and northern Somalia: comparative geology. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A267, 267-292.

* Beydoun, Z.R., 1978. Southern Arabia and northern Somalia: comparative geology. Philosophical Transactions of the Royal Society (London) Series A, 267-292. Beydoun, Z.R., Sikander, 1992. The Red Sea-Gulf of Aden: re-assessment of hydrocarbon potential. Marine and Petroleum Geology 9, 474-485.

* Beydoun, Z.R., As-Sasuri, M.L., Baraba, R.S., 1996. Sedimentary basins of the Republic of Yemen: their structural evolution and geological characteristics. Rev. Inst. Fr. Pet. 51.

* Beydoun, Z.R., 1997. Introduction to the revised Mesozoic stratigraphy and nomenclature for Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 617-629.

* Beyth, M., 1972. Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin of Mekele Outlier, northern Ethiopia. Bulletin American Association of Petroleum Geologists 56, 2426-2439.

* Bishay, Y., 1966. Studies on the larger foraminifera of the Eocene (the Nile Valley between Assiut and Cairo and SW Sinai. Ph.D. Thesis, Alexandria University.

* Black, R., Morton, W.H., Hailu, T., 1974. Early structure around the Afar triple junction. Nature 248, 496-497.

* Black, R., Morton, W.H., Rex, D.C., 1975. Block tilting and volcanism within the Afar in the light of recent K/Ar age data. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 296-299.

* Blank, H.R., 1978. Aeromagnetic and geologic study of Tertiary dykes and related structures on the Arabian margin of the Red Sea. In: Red Sea Research 1970-1975. Saudi Arabian Director General of Mineral Resources Bulletin G1-G18.

* Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminif-eral biostratigraphy. In: Bronniman, R., (Ed.), Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, Brill, Leiden, 1, 199-421.

* Bohannon, R.G., 1986. Tectonic configuration of the western Arabian continental margin, southern Red Sea. Tectonics 5, 477-499.

* Bohannon, R.G., Naeser, C.W., Schmidt, D.L., Zimmerman, R.A., 1989. The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: a case for passive rifting? Journal of Geophysical Research 94, 1683-1701.

* Bonatti, E., 1985. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. Nature 316, 33.

* Bonatti, E., Colantoni, P., Vedova, D., Taviani, M., 1984. Geology of the Red Sea transitional zone (22*N-25*N). Oceanogr. Acta 7, 385.

* Bosellini, A., 1986. East Africa continental margins. Geology 14, 76-78.

* Bosellini, A., 1989. The continental margins of Somalia (structural evolution and sequence stratigraphy). Memorie di Scienze Geologiche gia Memorie degli Institutit di Geologia e Mineralogia del-FUniversita di Padova 41, 373-58.

* Bosellini, A., 1992. The continental margins of Somalia: structural evolution and sequence stratigraphy. In: Watkins, J.S., Ziqiang, F., McMillen, KJ. (Eds.), Geology and Geophysics of Continental Mar-

gins, vol. 53. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 185-205.

* Bosellini, A., Russo, A., Fantozzi, P.L., Assefa, G., Solomon, T., 1997. The Mesozoic succession of the Mekele Outlier (Tigre Province, Ethiopia). Memorie di Scienze Geologiche 49, 95-116.

* Bosence, D.W.J., Nichols, G., Al-Subbary, A.-K., Al-Thour, K.A., Reeder, M., 1996. Synrift continental to marine depositional sequences, Tertiary, Gulf of Aden, Yemen. Journal of Sedimentary Research 66, 766-777.

* Bosence, D.W.J., 1997. Mesozoic rift basins of Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 611-616.

* Bosence, D.W.J., Al-Awah, M.H., Davison, 1., Rosen, B.R., Vita-Finzi, C., Whittaker, E., 1998. Salt domes and their control on basin margin sedimentation: a case study from the Tihama plain, Yemen, in: Purser, B.H., Bosence, D.WJ. (Eds.), Sedimentation and Tectonics in Rift Basins-Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 448-466.

* Bosworth, W., 1992. Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. Tectonophysics 209, 115-137.

* Bosworth, W., Strecker, M.R., Blisniuk, P.M., 1992. Integration of East African paleo and present-day stress data: Implications for continental stress field dynamics. Journal of Geophysical Research 97, 11851-118.

* Bosworth, W., 1993. Nature of the Red Sea crust: A controversy revisited: Comment. Geology 21, 574-575.

* Bosworth, W., 1994. A model for the three-dimensional evolution of continental rift basins, north-east Africa, in: Schandelmeier, H., Stern, R.J., (Eds.), Geology of Northeast Africa (Part 2), Geologische Rundschau 83, 671-688.

* Bosworth, W., 1995. A high-strain rift model for the southern Gulf

of Suez (Egypt). In: Lambiase, J.J., (Ed.), Hydrocarbon Habitat in Rift Basins. Geological Society (London) Special Paper 80, 75-112.

* Bosworth, W., Taviani, M., 1996. Late Quaternary reorientation of stress field and extension direction in the southern Gulf of Suez, Egypt: Evidence from uplifted coral terraces, mesoscopic fault arrays, and borehole breakouts. Tectonics 15, 791-802.

* Bosworth, W., Darwish, M., Crevello, P., Taviani, M., Marshak, S., 1996. Stratigraphic and structural evolution of Zabargad Island (Red Sea, Egypt) since the Early Cretaceous: In: Youssef, El S.A., (Ed.), Proceedings of the Third International Conference on Geology of the Arab World 1, 161-190.

* Bosworth, W., Strecker, M.R., 1997. Stress Field Changes in the Afro-Arabian Rift System during the Miocene to Recent Period: In: Fuchs, K., Altherr, R., Mueller, B., Prodehl, C., (Eds.), Structure and dynamic processes in the Uthosphere of the Afro-Arabian rift system, Tectonophysics 278, 47-62. Bosworth, W., Crevello, P., Winn Jr., R.D., Steinmetz, J., 1998. Structure, sedimentation, and basin dynamics during rifting of the Gulf of Suez and northwestern Red Sea. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 77-96.

* Bosworth, W., McClay, K., 2001. Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez rift, Egypt: A synthesis. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S., (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 567-606.

* Bosworth, W., el Sharkawy, M., Sehim, A., 2002. Geology and archeology of the western Gulf of Suez and the Red Sea rift margin, pharaonic gold mines and Valley of the Dead, October 31-November 3: field guide for Field Trip 9: American Association of

Petroleum Geologists International Petroleum Conference and Exhibition, Cairo, October 22z^O222Ji2-B*.

* Bosoworth, w Huchon, p.mc clay, k (2005) the Red Sea And Gulf Of Aden Basins journal of African Earth Sciences 4, 334 - 378.

* Bott, M.H.P., 1992. Thestress regime associated with continental breakup. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society, London, Special Publications 68, 125-136.

* Bott, W.F., Smith, B.A., Oakes, G., Sikander, A.H., Ibrahim, A.I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the Gulf of Aden. Journal of Petroleum Geology 15, 211-243.

* Brannan, J., Gerdes, K.D., Newth, I.R., 1997. Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 701-730.

* Brown, G.F., Jackson, R.O., 1960. The Arabian Shield. In: Proceedings of the 21st International Geological Congress, Copenhagen, Section 9, 69-77.

* Brown, G.F., Schmidt, D.L., Huffinan, A.C.J., 1989. Shield area of western Saudi Arabia, Geology of the Arabian Peninsula. US Geological Survey Professional Paper 560-A.

* Brueckner, H.K., Bonatti, E., Elhaddad, M.A., Hamelin, B., Kroner, A., Reisberg, L., Seyler, M., 1996. A Nd, Sr, Pb and Os study of the gneisses and ultramafic rocks of Zabargad Island, Red Sea: Miocene Moho or Pan African peridotites. Journal of Geophysical Research.

* Bruni, P., Abbate, E., Hussein, A.S., Fazzouli, M., Sagri, M., 1987. The geological map of the Daban basin, northern Somalia. 1:100, 000 scale, 1 color sheet, Selca, Florence.

* Bunter, M.A.G., Abdel Magid, A.E.M., 1989. The Sudanese Red Sea: 1. New developments in stratigraphy and petroleum-geological evolution. Journal of Petroleum Geology 12, 145-166.

* Bunter, M.A.G., Debretsion, T., Woldegiorgis, L,, 1998. New developments in the pre-rift prospectivity of the Eritrean Red Sea. Journal of Petroleum Geology 21, 373-400.

* Burke, K., Dewey, J.F., 1973. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Journal of Geology 81, 406-433.

* Burke, K., engor, A.M.C., 1978. Relative timing of rifting on earth and its tectonic implications. Geophysical Research Letters 5, 419-421.

* Burke, K., 1996. The African plate. South African Journal of Geology 99, 341-409.

* Camp, V.E., Hooper, P.R., Roobol, M.J., White, D.L., 1987. The Medina eruption, Saudi Arabia: magma mixing and simultaneous extrusion of three basaltic chemical types. Bulletin of Volcanology 49, 489-508.

* Camp, V.E., Roobol, M.J., 1989. The Arabian continental alkali basalt province: Part I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. Geological Society of America Bulletin 101, 71-95.

* Camp, V.E., Roobol, M.J., Hooper, P.R., 1991. The Arabian continental alkali basalt province: Part 11. Evolution of Harrats Khaybar, Ithnayn, and Kura, Kingdom of Saudi Arabia. Geological Society of America Bulletin 103, 363-391.

* Canuti, P., Gregnanin, A., Piccirillo, E.M., Sagri, M., Tacconi, P., 1972. Volcanic intercalation in the Mesozoic sediments of the Kulubi area (Harrar, Ethiopia). Bollettino della Societa Geologica Italiana 91, 603-614.

* Capaldi, G., Chiesa, S., Manetti, P., Piccardo, G.B., 1983. Preliminary investigations on volcanism of the Sadah region (Yemen Arab Republic). Bulletin of Volcanology 46 (4), 413-427.

* Capaldi, G., Chiesa, S., Conticelli, S., Manetti, P., 1987b. Jabal an

Nar: an upper Miocene volcanic center near al Mukha (Yemen Arab Republic). Journal of Volcanology and Geothermal Research 31, 345-351.

* Capaldi, G., Chiesa, S., Manetti, P., Orsi, G., Poli, G., 1987a. Tertiary anorogenic granites of the western border of the Yemen Plateau. Lithos 20, 433-444.

* Carbone, F., Matteucci, R., Angelucci, A., 1998. Present-day sedimentation on the carbonate platform of the Dahlak Islands, Eritrea. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 524-536.

* Carella, R., Scarpa, N., 1962. Geological results of exploration in Sudan by Agip Mineraria. Proceedings of the 4lh Arab Petroleum Congress, Beirut 27 (B3), 23 p.

* Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world. Earth and Planetary Science Letters 37, 355-368.

* Chazot, G., Bertrand, H., 1995. Genesis of silicic magmas during Tertiary continental rifting in Yemen. Lithos 36, 69-84.

* Chernet, T., Hart, W.K., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1998. New age constraints on the timing of volcanism and tectonism in the northern Main Ethiopian Rift-southern Afar transition zone (Ethiopia). Journal of Volcanology and Geothermal Research 80, 267-280.

* Chessex, R., Delaloye, M., Muller, J., Weidmann, M., 1975. Evolution of the volcanic region of Ali Sabieh (T.F.A.1.) in the light of K-Ar age determination. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of

* Chiesa, S., La Volpe, L., Lirer, L,, Orsi, G., 1983. Geology of the Dhamar-Rada Volcanic Field, Yemen Arab Republic. N. Jahrbuch Geol. Palaont. Mh. 8, 481-494.

* Chorowicz, J., Collet, B., Bonavia, F., Korme, T., 1999. Left-lateral strike-slip tectonics and gravity induced individualisation of wide continental blocks in the western Afar margin. Eclogae geologicae Helvetiae 92, 149-158.

* Chorowicz, J., this issue. East African rift system. Journal of African Earth Sciences, doi: 10.1016/j. jafrearsci. 2005.07.019.

* Choukri, A., Reyss, J.-L., Plaziat, J.-C., Datations radiochimiques des hauts niveaux marins de la rive occidentale du Nord de la Mer Rouge au moyen de radicles d'oursin, C.R., 1995. Acad. Sci. Paris 321 (serie lia), 25-30.

* Choukroune, P., Francheteau, J., Auvray, B., Auzende, J.M., Brun, J.P., Sichler, B., Arthaud, F., Lepine, J.C., 1988. Tectonics of an incipient oceanic rift. Marine Geophysical Research 9, 147-163.

* Choy, G.L., Kind, R., 1987. Rupture complexity of a moderate sized (mb = 6.0) earthquake: broad-band body-wave analysis of the North Yemen earthquake of 13 December 1982. Bulletin of the Seismological Society of America 77, 28-46.

* Chu, D., Gordon, R.G., 1998. Current plate motions across the Red Sea. Geophysical Journal International 135, 313-328.

* Civetta, L., De Fino, M., Gasparini, P., Ghiara, M.R., La Volpe, L,, Lirer, L., 1975. Geology of central-eastern Afar (Ethiopia). In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 201-206.

* Civetta, L., De Fino, M., La Volpe, L., Lirer, L,, 1974. Geochemical trends in the alkali basaltic suite of the Assab range (Ethiopia). Chem. Geol. 13, 149-162.

* Clark, M.D., 1986. Explanatory notes to the geologic map of the Al Bad* Quadrangle, sheet 28A, Kingdom of Saudi Arabia. Saudi Ara-

bian Deputy Ministry for Mineral Resources Geoscience Map Series GM-81 A, C, scale 1:250,000, 46 p.

* CNR-CNRS Afar team, 1973. Geology of northern Afar (Ethiopia). Revue de Geographic Physique et de Geologic Dynamique 15(2), 443-490.

* CNR-CNRS, 1975. Geological maps of Afar: 1, Northern Afar (1971); 2, Central and southern Afar (1975), La Celle St. Cloud, France, Geotechnip.

* Cochran, J.R., 1981. The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. Journal of Geophysical Research 86, 263-288.

* Cochran, J.R., 1982. The magnetic quiet zone in the eastern gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 68, 171-201.

* Cochran, J.R., 1983. A model for development of the Red Sea. Bulletin American Association of Petroleum Geologists 67, 41-69.

* Coleman, R.G., 1974. Geologic background of the Red Sea. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin, pp. 813-819.

* Coleman, R.G., Hadley, D.G., Fleck, R.G., Hedge, C.E., Donate, M.M., 1979. The Miocene Tihama Asir ophiolite and its bearing on the opening of the Red Sea. Institute of Applied Geology Bulletin, Jeddah 3, 173-186.

* Coleman, R.G., Gregory, R.T., Brown, G.F., 1983. Cenozoic volcanic rocks of Saudi Arabia. USGS Open-File Report 83-788, 82 p.

* Coleman, R.G., 1993. Geologic evolution of the Red SeaOxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 24. Oxford University Press, Oxford, 186 p.

* Collet, B., Taud, H., Parrot, J.F., Bonavia, F., Chorowicz, J., 2000.

A new kinematic approach for the Danakil Block using a digital elevation model representation. Tectonophysics 316, 343-357.

* Coulie, E., Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Courtillot, V., Lefevre, J.-C., Chiesa, S., 2003. Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for timing and duration of the Ethiopian traps. Earth and Planetary Science Letters 206, 477-492.

* Courtillot, V., Galdeano, A., Le Mouel, J.L., 1980. Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the gulf of Tadjoura and southern Afar. Earth and Planetary Science Letters 47, 144-160.

* Courtillot, V., Armijo, R., Tapponnier, P., 1987. Kinematics of the Sinai triple junction and a two phase model of Arabia-Africa rifting. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics, Geological Society, London, Special Publication 559-573.

* Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, 1., Tapponnier, P., Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. Earth and Planetary Science Letters 166, 177-195.

* D'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. Geophysics Journal International 160, 869-890.

* Daggett, P., Morgan, P., Boulos, F.K., Hennin, S.F., El-Sherif, A.A., El-Sayed, A.A., Basta, N.Z., Melek, Y.S., 1986. Seismicity and active tectonics of the Egyptian Red Sea margin and the northern Red Sea. Tectonophysics 125, 313-324.

* Darwish, M., 1992. Facies developments of the Upper Paleozoic-Lower Cretaceous sequences in the Northern Galala Plateau and evidences for their hydrocarbon reservoir potentiality, Northern Gulf of Suez, EgyptProceedings 1st International Conference on Geology

of the Arab World, vol. 1. Cairo University, Cairo, pp. 75-214.

* Darwish, M., El Araby, A., 1993. Petrography and diagenetic aspects of some siliciclastic hydrocarbon reservoirs in relation to rifting of the Gulf of Suez, Egypt. Geodynamics and sedimentation of the Red Sea-Gulf of Aden Rift System. Geologic Survey Egypt Special Publication 1, 155-187.

* Darwish, M., 1994. Cenomanian-Turonian sequence stratigraphy, basin evolution and hydrocarbon potentialities of Northern Egypt. Proceedings of the 2nd International Conference on Geology of the Arab World, vol. 3. Cairo University, Cairo, Egypt, pp. 315-362.

* Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F., Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading center: the western Gulf of Aden. Tectonophysics 332, 423-442.

* Davison, 1., Al-Kadasi, M., Al-Khirbash, S., Al-Subbary, A.K., Baker, J., Blakey, S., Bosence, D., Dart, C., Heaton, R., McClay, K., Menzies, M., Nichols, G., Owen, L., Yelland, A., 1994. Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen. Geological Society of America Bulletin 106, 1474-1493.

* Davison, L, Bosence, D., Alsop, 1., Al-Aawah, M Ji., 1996. Deformation and sedimentation around active Miocene salt diapers on the Tihama Plain, northwest Yemen. In: Alsop, L, Blundell, D., Davison, 1. (Eds.), Salt tectonics, Geological Society (London) Special Publication 100, 23-39.

* Davison, L, Tatnell, M.R., Owen, L.A., Jenkins, G., Baker, J., 1998. Tectonic geomorphology and rates of crustal processes along the Red Sea margin, north-west Yemen. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 595-612.

* De Sitter, L.U., 1962. Structural development of the Arabian Shield in Palestine. Geologic en Mijnbouw 41, 116-124.

* Delibrias, G., Marinelli, G., Stieltjes, L., 1975. Spreading rate of the Asal Rift: a geological approach, Stuttgart. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 214-221.

* De Chabalier, J.-B., Avouac, J.-P., 1994. Kinematics of the Asal rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale volcano. Science 265, 1677-1681.

* DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. Geophysical Journal International 101, 425-478.

* Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., JLe Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Shortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.

* Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. Journal of Geophysical Research 75, 2625-2647.

* Dixon, T.H., Stern, R.J., Hussein, I.M., 1987. Control of Red Sea rift geometry by Precambrian structures. Tectonics 6, 551-571.

* Dow, D.B., Beyth, M., Hailu, T., 1971. Palaeozoic glacial rocks recently discovered in northern Ethiopia. Geological Magazine 108, 53-60.

* Dubertret, JL, 1932. Les formes structurales de la Syrie et de la Palestine. Comptes rendus de FAcademic des Sciences, Paris 195, 66 p.

* Dubertret, JL., 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding area. Philosophical Transactions of the Royal Society (London) A 267, 9-20.

* Dullo, W.-C., Hotzl, H., Jado, A.R., 1983. New stratigraphical results from the Tertiary sequence of the Midyan area, NW Saudi Arabia. Newsletter Stratigraphy 12, 75-83.

* Dullo, W.-C, 1990. Facies, fossil record, and age of Pleistocene reefs from the Red Sea (Saudi Arabia). Facies 22, 1-46.

* Dullo, W.-C., Montaggioni, L., 1998. Modern Red Sea coral reefs: a review of their morphologies and zonation. In: Purser, B.H., Bosence, D.WJ. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 583-594.

* Eagles, G., Gloaguen, R., Ebinger, C., 2002. Kinematics of the Danakil microplate. Earth and Planetary Science Letters 203, 607-620.

* Ebinger, C.J., Yemane, T., WoldeGabriel, G., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1993. Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. Journal of the Geological Society, London 150, 99-108.

* EGPC, X., 1964. Oligocene and miocene rock-stratigraphy of the Gulf of Suez region. Consultative Stratigraphic Committee of the Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, Report E.R. 575, 1-142.

* El Gezeery, M.N., Marzouk, I.M., (Eds.), 1974. Miocene rock stratigraphy of Egypt, The Stratigraphic Sub-Committee of the National Committee of Geological Sciences of Egypt. Egyptian Journal of Geology 18, 1-59.

* El Tarabili, E., Adawy, N., 1972. Geologic history of the Nukhul-Baba area, Gulf of Suez, Egypt. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 56, 882-902.

* El-Nakhal, HA., 1988. Stratigraphy of the Tawilah formation (Cretaceous-Paleocene) in the Yemen Arab Republic. M.E.R.C. Ain Shams University. Earth Science Series 2, 161-171.

* El-Shinnawi, M.A., 1975. Planktonic foraminifera from the Miocene

Globigerina Marl of Hurgada Well-134, Eastern Desert, Egypt. In: Proceedings of the 5th African Colloquium on Micropalaeontology, Addis-Ababa, April 1972, Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras 7, 199-224.

* Evans, A.L., 1988. Neogene tectonic and Stratigraphic events in the Gulf of Suez rift area, Egypt. Tectonophysics 153, 235-247.

* Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y., Steinitz, G., 1981. Tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift. Tectonophysics 80, 39-66.

* Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. Journal Australian Petroleum Exploration Association 14, 95-106.

* Fantozzi, P.L., 1992. Da rifting continentale a rifting oceanico: studio delFevoluzione strutturale dei margini passivi del Golfo di Aden. Ph.D. Thesis, IV Ciclo, Dip. Sc. Terra Universita di Cagliari, Torino, Siena, Biblioteca Nazionale, Firenze, Roma.

* Fantozzi, P.L., 1996. Transition from continental to oceanic rifting in the Gulf of Aden: structural evidence from field mapping, in Somalia and Yemen. Tectonophysics 259, 285-311.

* Fantozzi, P.L., Sgavetti, M., 1998. Tectonic and sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden continental margins: new structural and stratigraphic data from Somalia and Yemen. In: Purser, B.H., Bosence, D.WJ. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 56-76.

* Fantozzi, P.L., All Kassim, M., 2002. Geological mapping in northeastern Somalia (Midjiurtinia region): field evidence of the structural and paleogeographic evolution of the northern margin of the Somalian plate. Journal of African Earth Sciences 34, 2,1-55.

* Fawzy, H., Abdel Aal, A., 1986. Regional study of Miocene evaporites and Pliocene-recent sediments in the Gulf of Suez. In: Pro-

ceedings of the 7th Exploration Seminar, March 1984. Egyptian General Petroleum Corporation and Egypt Petroleum Exploration Society, Cairo, pp. 49-74.

* Feraud, G., Zumbo, V., Sebai, A., Bertrand, H., 1991. 40Ar/39Ar age and duration of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Red Sea rift. Geophysical Research Letters 18, 195-198.

* Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O., Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5, Q11005. doi:10.1029/2004GC000731.

* Freund, R., Zak, 1., Garfunkel, Z., 1968. On the age and rate of sinistral movement along the Dead Sea rift. Nature 220, 253-255.

* Freund, R., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and Africa. Nature 228, 453.

* Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, 1., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., 1970. The shear along the Dead Sea rift. Philosophical Transactions Royal Society (London) Series A 267, 107-130.

* Garfunkel, Z., Bartov, Y., 1977. The tectonics of the Suez rift. Geologic Survey Israel Bulletin 71, 44.

* Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z., 2001. Basins along the Dead Sea transform. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 607-627.

* Gass, I.G., 1970. The evolution of volcanism in the junction area of the Red sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Philosophical Transactions Royal Society of London A 267, 369-382.

* Gaulier, J.M., Huchon, P., 1991. Tectonic evolution of Afar triple junction. Bulletin de la Societe geologique de France 162, 451-464.

* Gaulier, J.M., Le Pichon, X., Lyberis, N., Avedik, F., Geli, L., Mo-

retti, 1., Deschamps, A., Hafez, S., 1988. Seismic study of the crust of the northern Red Sea and Gulf of Suez. Tectonophysics 153, 55-88.

* Gawthrope, R.L., Sharp, L, Underbill, J.R., Gupta, S., 1997. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. Geology 25, 795-798.

* Genna, A., Nehlig, P., Le Goff, E., Guerrot, C, Shanti, M., 2002. Proterozoic tectonism of the Arabian Shield. Precambrian Research 117, 21-40.

* Geoffroy, L., Huchon, P., Khanbari, K., 1998. Did Yemeni tertiary granites intrude neck zones of a stretched continental upper crust? Terra Nova 10, 196-200.

* George, R., Rogers, N., Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. Geology 26, 923-926.

* Ghebreab, W., 1998. Tectonics of the Red Sea region reassessed. Earth Science Reviews 45, 1-44.

* Ghebreab, W., Carter, A., Hurford, A.J., Talbot, C.J., 2002. Constraints for timing of extensional tectonics in the western margin of the Red Sea in Eritrea. Earth and Planetary Science Letters 200, 107-119.

* Ghorab, M.A., 1961. Abnormal stratigraphic features in Ras Gharib oil field. 3rd Arabian Petroleum Congress, Alexandria, Egypt, 10 p.

* Girdler, R.W., Styles, X., 1978. Seafloor spreading in the western Gulf of Aden. Nature 271, 615-617.

* Girdler, R.W., Brown, C., Noy, D.J.M., Styles, P., 1980. A geophysical survey of the westernmost Gulf of Aden. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A 298, 1-43.

* Girdler, R.W., Southren, T.C., 1987. Structure and evolution of the northern Red Sea. Nature 330, 716-721.

* Gouin, P., 1979. Earthquake history of Ethiopia and the Horn of Africa. International Development Research Center, Ottawa, Ontario, Publication 118e, 259 p.

* Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes 27, 83-100.

* Granath, J.W., 2001. The Nogal rift of Northern Somalia: Gulf of Aden. Reactivation of a Mesozoic rift. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, and S. Crasquin-Soleau (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 511-527.

* Greenberg, J.K., 1981. Characteristics and origin of Egyptian younger granites. Geological Society of America Bulletin 92,1224-1232,11749-11840.

* Greenwood, J.E.G.W., Bleackley, D., 1967. Geology of the Arabian Peninsula, Aden Protectorate. U.S.G.S. Professional Paper 560-C, 1-96.

* Greenwood, W.R., 1972. The Hail Arch: a key to the Arabian shield during evolution of the Red Sea Rift. Geological Society of America Abstracts with Programs 4, 520.

* Greenwood, W.R., Hadley, D.G., Anderson, R.E., Fleck, R.J., Schmidt, D.L., 1976. Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A 280, 517-527.

* Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. In: P.A. Ziegler (Ed.), Geodynamics of Rifting, vol. 11, Case History Studies on Rifts: North and South America, Africa-Arabia, Tectonophysics 213, 153-168.

* Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and re-

juvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics 282, 39-82.

* Guiraud, R., Issawi, B., Bosworth, W., 2001. Phanerozic history of Egypt and surrounding areas: In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 469-509.

* Guiraud, R., Bosworth, W., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. Journal of African Earth Sciences, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017.

* Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1978. Recent and Pleistocene coral reefs and coastal sediments of the Gulf of Elat. Guidebook 10th International Congress on Sedimentation, Jerusalem, 162-191.

* Gvirtzman, G., Kronfeld, J., Buchbinder, B., 1992. Dated coral reefs of southern Sinai (Red Sea) and their implication to the Late Quaternary sea-levels. Marine Geololgy 108, 29-37.

* Gvirtzman, G., 1994. Fluctuations of sea-level during the past 400,000 years: the record of Sinai, Egypt (northern Red Sea). Coral Reefs 13, 203-214.

* Hadley, D.G., Schmidt, D.L., 1980. Sedimentary rocks and basins of the Arabian shield and their evolution. Institute of Applied Geology, Bulletin King Abdulaziz University 4, 26-50.

* Haitham, F.M., Nani, A.S.O., 1990. The Gulf of Aden rift: hydrocarbon potential of the Arabian sector. Journal of Petroleum Geology 13, 211-220.

* Hall, S., 1970. Total intensity magnetic anomaly chart of the junction of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Hunting Service Ltd., Borehan Wood, Great Britain.

* Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.

* Hassan, A.A., 1967. A new Carboniferous occurrence in Abu Durba-Sinai, Egypt. In: 6th Arabian Petroleum Congress, Baghdad 2, 39 (B-3), 8 p.

* Hassan, F., El-Dashlouty, S., 1970. Miocene evaporites of Gulf of Suez region and their significance. Bulletin American Association Petroleum Geologists 54, 1686-1696.

* Heaton, R.C., Jackson, M.P.A., Bamahmoud, M., Nani, A.S.O., 1995. Superposed Neogene extension, contraction and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G.,

* Hebert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K., Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data: the western Gulf of Aden. Journal of Geophysical Research 106, 26,345-26,363.

* Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. Bulletin Geological Society of America 96, 233-243.

* Hempton, M.R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. Tectonics 6, 687-705.

* Hermina, M., Klitzsch, E., List, F.K., 1989. Stratigraphic Lexicon and Explanatory notes to the Geological Map of Egypt, 1:500,000 scale. Conoco Inc., Cairo, 263 p.

* Hill, R.I., 1991. Starting plumes and continental break-up. Earth and Planetary Science Letters 104, 398-416.

* Hoffinann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. Nature 389, 838-841.

* Hofstetter, A., 2003. Seismic observations of the 22/11/1995 Gulf of Aqaba earthquake sequence. Tectonophysics 369, 21-36.

* Hofstetter, A., Beyth, M., 2003. The Afar Depression: interpretation of the 1960-2000 earthquakes. Geophysical Journal International 155, 715-732.

* Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, 1., Annijo, R., Meyer, B., Tapponnier, P., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere: modelling the Aden ridge propagation and the Anatolian extrusion process. Geophysical Journal International 153, 111-132.

* Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J.M., Gaulier, J.M., Al Khirbash, S., Gafaneh, A., 1991. Extensional deformations in Yemen since Oligo-cene and the Afar triple junction. Ann. Tectonicae 5, 141-163.

* Huchon, P., Khanbari, K.; 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen. Tectonophysics 164, 147-166.

* Hughes, G.W., Varol, O., Beydoun, Z.R., 1991. Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea. Marine and Petroleum Geology 8, 354-358.

* Hughes, G.W., Abdine, S., Girgis, M.H., 1992. Miocene biofacies development and geological history of the Gulf of Suez, Egypt. Marine and Petroleum Geology 9, 2-28.

* Hughes, G.W., Beydoun, Z.R., 1992. The Red Sea-Gulf of Aden: biostratigraphy, lithostratigraphy and palaeoenvironments. Journal of Petroleum Geology 15, 135-156.

* Hughes, G.W., Filatoff, J., 1995. New biostratigraphic constraints on Saudi Arabian Red Sea pre- and syn-rift sequences. In: Al-Husseini, M.I. (Ed.), Middle East Petroleum Geosciences, Geo'94, vol. 2. Gulf PetroLink, Bahrain, pp. 517-528.

* Hughes, G.W., Perincek, D., Grainger, D.J., Abu-Bshait, A.-J., Jarad, A.-R.M., 1999. Lithostratigraphy and depositional history of part of the Midyan region, northwestern Saudi Arabia. GeoArabia 4, 503-541.

* Hume, W.F., Madgwick, T.G., Moon, F.W., Sadek, H., 1920Preliminary Geological report on the Gebel Tanka area, vol. 4. Petroleum Research Bulletin, 16 p.

* Issawi, B., Jux, U., 1982. Contributions to the stratigraphy of the Paleozoic rocks in Egypt. Geologic Survey of Egypt 64, 28.

* Jackson, J.A., White, N.J., Garfunkel, Z., Anderson, H., 1988. Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains: an example from the southern Gulf of Suez. Journal of Structural Geology 10, 155-170.

* Jackson, J., 1993. Rates of active deformation in the eastern Mediterranean. In: Boschi, E. et al. (Eds.), Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 53-64.

* Jarrige, J.J., Ott d'Estevou, P., Burollet, P.P., Thiriet, J.-P., Icart, J.C., Richert, J.P., Sehans, P., Montenat, C., Prat, P., 1986. Inherited discontinuities and Neogene structure: the Gulf of Suez and northwestern edge of the Red Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A317, 129-139.

* Jarrige, J.-J., Ott d'Estevou, P., Burollet, P.P., Montenat, C., Prat, P., Richert, J.-P., Thiriet, J.-P., 1990. The multistage tectonic evolution of the Gulf of Suez and northern Red Sea continental rift from field observations. Tectonics 9, 441-465.

* Jenkins, D.A., 1990. North and central Sinai. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 361-380, Chapter 19.

* Jestin, P., Huchon, P., Gaulier, J.M., 1994. The Somalia plate and the East African Rift System: present kinematics. Geophysical Journal International 116, 637-654.

* Joffe, S., Garfunkel, Z., 1987. Plate kinematics of the circum Red Sea - a re-evaluation. Tectonophysics 141, 5-22.

* Kappelman, J., Simons, E.L., Swisher 111, C.C., 1992. New age determinations for the Eocene-Oligocene boundary sediments in the Fayum Depression, northern Egypt. Journal of Geology 100, 647-668.

* Kazmin, V., 1971. Precambrian of Ethiopia. Nature 230, 176-177.

* Kazmin, V., Garland, C.R., 1973. Evidence of Precambrian block-faulting in the western margin of the Afar depression, Ethiopia. Geological Magazine 110, 55-57.

* Kazmin, V., Shifferaw Alemu, Balcha Tilahun, 1978. The Ethiopian basement: stratigraphy and possible manner of evolution. Geologische Rundschau 67, 531-546.

* Kenea, N.H., Ebinger, C.J., Rex, D.C., 2001. Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea Hills, Sudan. Journal Geological Society (London) 158, 285-294.

* Kerdany, M.T., Cherif, O.H., 1990. Mesozoic. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 407-438, Chapter 22.

* Khalil, S.M., 1998. Tectonic evolution of the eastern margin of the Gulf of Suez, Egypt. Ph.D. Thesis, Royal Holloway, University of London, 349 p.

* Khanbari, K., 2000. Propagation d'un rift oceanique: le Golfe d'Aden-Ses effets structuraux sur la marge yem^nite. Ph.D. Thesis, University Paris-Sud, France, 221 p.

* Klitzsch, E., 1990. Paleozoic. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. Balkema, Rotterdam, pp. 393-406, Chapter 21.

* Kohn, B.P., Eyal, M., 1981. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. Earth Planetary Science Letters 52, 129-141.

* Kora, M., 1984. The Paleozoic Outcrops of Um Bogma Area, Sinai.

Ph.D. Thesis, Mansoura University, Mansoura, Egypt, 233 p.

* Kostandi, A.B., 1959. Facies maps of the study of the Paleozoic and Mesozoic sedimentary basins of the Egyptian region. UAR 1, Arabian Petroleum Congress Cairo, Congress 2, Cairo, pp. 54-62.

* Kroner, A., 1993. The Pan African belt of northeastern and Eastern Africa, Madagascar, southern India, Sri Lanka and East Antarctica: terrane amalgamation during the formation of the Gondwana supercontinent. In: Thorweihe, U., Schandelmeier, H. (Eds.), Geoscientific Research in Northeast Africa. Balkema, Rotterdam, pp. 3-9.

* Kruck, W., Thiele, J., 1983. Late Paleozoic glacial deposits in the Yemen Arab Republic. Geologische Jahrbuch Reihe B46, 3-29.

* Kusky, T.M., Abdelsalam, M., Stern, R.J., Tucker, R.D., 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana (Preface). Precambrian Research 123, 81-85.

* Lambiase, J.J., Bosworth, W., 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: Lambiase, J.J. (Ed.), Hydrocarbon Habitat in Rift Basins, Geological Society, London, Special Publication 80, 117-144.

* Lartet, L., 1869. Essai sur la geologic de la Palestine. Annales des Sciences Geologiques, Paris.

* Laughton, A.S., 1966a. The Gulf of Aden. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 259 (Ser. A), 150-171.

* Laughton, A.S., 1966b. The Gulf of Aden in relation to the Red Sea and the Afar depression of Ethiopia. In: The World Rift System, Geological Survey of Canada Special Paper 66-14, 78-97.

* Laughton, A.S., Tramontini, C., 1969. Recent studies of the crustal structure of the Gulf of Aden. Tectonophysics 8, 359-375.

* Laughton, A.S., Whitmarsh, R.B., Jones, M.T., 1970. The evolution of the Gulf of Aden. Philosophical Transactions of the Royal So-

ciety of London 267 (Ser. A), 227-266. Le Pichon, X., Francheteau, J., 1978. A plate tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden area. Tectonophysics 46, 369-406.

* Le Pichon, X, Gaulier, J.-M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. Tectonophysics 153, 271-294.

* Lepine, J.C., Hirn, A., 1992. Seismotectonics in the Republic of Djibouti, linking the Afar Depression and the Gulf of Aden. Tectonophysics 209, 65-86.

* Lepvrier, C., Fouraier, M., Berard, T., Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden. Tectonophysics 357, 279-293.

* Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. Terra Nova 16, 185-192.

* Lindquist, S.J., 1998. The Red Sea basin province: Sudr-Nubia(!) and Maqna(!) petroleum systems. US Geological Survey Open-File Report 99-50-A, 21 p.

* Lotfy, H.I., Van der Voo, R., Hall, C.M., Kamel, O.A., Abdel Aal, A.Y., 1995. Palaeomagnetism of Early Miocene basaltic eruptions in the areas east and west of Cairo. Journal of African Earth Sciences 21, 407-419.

* MacFadyen, W.A., 1933. The late geological history of Somaliland. Nature 130, 433-434.

* Makris, J., Menzel, H., Zimmermann, J., 1972. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia. Tectonophysics 15, 31-39.

* Makris, J., Menziel, H., Zimmermann, J., Gouin, P., 1975. Gravity

field and crustal structure of north Ethiopia. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizer-bart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 135-144.

* Makris, J., Ginzburg, A., 1987. The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading. Tectonophysics 141, 199-214.

* Makris, J., Rihm, R., 1991. Shear controlled evolution of the Red Sea: pull apart model. Tectonophysics 198, 441-466. Makris, J., Henke, C.H., Egloff, F., Akamaluk, T., 1991. The gravity field of the Red Sea and East Africa. Tectonophysics 198, 369-382.

* Malkin, B.V., Shemenda, A.I., 1991. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modeling and on geological and geophysical data. Tectonophysics 199, 191-210.

* Manighetti, I., 1993. Dynamique des systemes extensifs en Afar. Ph.D. thesis, Paris 6 University, 242 p. Manighetti, L, Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., Gillot, P.Y., 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: the gulfs of Aden and Tadjoura. Journal of Geophysical Research 102, 2681-271.

* Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P.Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J.C., King, G., 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar. Journal of Geophysical Research 103, 4947-4974.

* Manighetti, L, Tapponnier, P., Courtillot, V., Gailet, Y., 2001. Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. Journal of Geophysical Research 106, 13,613-13,665.

* Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanno-plankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma, 1970, Tecnoscienza, Roma 739-785.

* Mathews, D.H., Williams, C.A., Laughton, A.S., 1967. Mid-Ocean ridge in the mouth of the Gulf of Aden. Nature 215, 1052-1053.

* McClay, K., Khalil, S., 1998. Extensional hard linkages, eastern Gulf of Suez, Egypt. Geology 26, 563-566. McClay, K.R., White, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. Marine and Petroleum Geology 12, 137-151.

* McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophysics Journal International 155, 126-138.

* McKenzie, D.P, Morgan, W.J., 1969. Evolution of triple junctions. Nature 224, 125-133. McConnell, R.B., 1975. The structural setting of the Afar depression. In: 7th International Colloquium on African Geology, Firenze, Italy, 25- 28 April 1973. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terrre Serie B 11, 116-117.

* McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planetary Science Letters 40, 25-32.

* McKenzie, D.P., Da vies, D., Molnar, P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and east Africa. Nature 226, 243-248.

* McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters 30, 2036. doi:10.1029/ 2003GL017992.

* Menzies, M., Bosence, D., El-Nakhal, H.A., Al-Khirbash, S., Al-Kadasi, M.A., Al Subbary, A., 1990. Lithospheric extension and the opening of the Red Sea: sediment-basalt relationships in Yemen. Terra Nova 2, 340-350.

* Menzies, M., Gallagher, K., Yelland, A., Hurford, A.J., 1997. Volcanic and non-volcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: crustal cooling and margin evolution in Yemen. Geochimica Cosmo- chimica Acta 61, 2511-2527.

* Menzies, MA., Baker, J., Bosence, D., Dart, C., Davidson, 1., Hurford, A., Al'Kadasi, M., McClay, K., Nichols, G., ATSubbary, A., Yelland, A., 1992. The tuning of magmatism, uplift and crustal extension: preliminary observations from Yemen. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society (London) Special Publication 68, 293- 304.

* Merla, G., Abbate, E., Azzaroli, A., Bruni, P., Fazzuoli, M., Sagri, M., Tacconi, P., 1979. A Geological Map of Ethiopia and Somalia: Comment. Pergamon, 95 pp.

* Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M., Tacconi, P., 1973. Geological map of Somalia and Ethiopia. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Italy, 1:2,000,000 scale.

* Miller, P.M., Barakat, H., 1988. Geology of the Safaga Concession, northern Red Sea, Egypt. Tectonophysics 153, 123-136. Mohr, P., 1967. The Ethiopian Rift System. Bulletin of the Geophysical Observatory, Addis Ababa 11, 1-65.

* Mohr, P., 1967. Ethiopian Tertiary dike swarms. Smithsonian Institution Astrophysical Observatory, Spec. Report 339. Mohr, P., 1973. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations: a discussion. Journal of Geology 81, 747-749.

* Mohr, P., 1975. Structural setting and evolution of Afar. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 27-37. Mohr, P., 1983a. The Morton-Black hypothesis for the thinning of continental crust-revisited in western Afar. Tectonophysics 94,509-528.

* Mohr, P., 1983b. Ethiopian flood basalt province. Nature 303, 577-584.

* Mohr, P., 1989. Nature of the crust under Afar new igneous, not thinned continental. Tectonophysics 167, 1-11.

* Mohr, P., 1991. Structure of Yemeni dike swarms. Tectonophysics 198, 203-221.

* Moltzer, J.G., Binda, P.L., 1981. Micropaleontology and palynology of the middle and upper members of the Shumaysi Formation, Saudi Arabia. Bulletin Faculty of Earth Science (Jeddah) 4, 57-76.

* Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Purser, B., 1986. Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and northwestern Red Sea: a review. In: Montenat, C. (Ed.), Ecological studies on the Gulf of Suez, the Northwestern Red Sea Coasts, Tectonic and Sedimentary Evolution of a Neogene Rift. Documents et Travaux, Institut geologique Albert de Lapparent 10, 7-18.

* Montenat, C., Ott D'estevou, P., Purser, B., Burollet, P., Jarrige, J., Sperber, F., Philobbos, E., Plaziat, J.-C., Prat, P., Richert, L, Roussel, N., Theiriet, J., 1988. Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northern western Red Sea. Tectonophysics 153, 166-177.

* Moore, J.M., 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. Journal of the Geological Society (London) 136, 441-452.

* Moretti, 1., Chenet, P.Y., 1987. The evolution of the Suez rift: a combination of stretching and secondary convection. Tectonophysics 133, 229-234.

* Moretti, 1., Colletta, B., 1987. Spatial and temporal evolution of the Suez Rift subsidence. Journal of Geodynamics 7, 151-168.

* Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature 230, 42-43.

* Morton, W.H., Black, R., 1975. Afar Depression of Ethiopia. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Pro-

ceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 55-61.

* Moseley, F., 1969. The Aden traps of Dhala, Musaymir and Radfan, South Yemen. Bulletin of Volcanology 33, 889-909.

* Mougenot, D., Al-Shakhis, A.A., 1999. Depth imaging sub-salt structures: a case study in the Midyan Peninsula (Red Sea). GeoArabia 4,335-463.

* Moustafa, A.R., Khalil, M.H., 1990. Structural characteristics and tectonic evolution of north Sinai fold belts. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 381-389.

* Moustafa, A.R., Khalil, M.H., 1995. Superposed deformation in the northern Suez rift, Egypt: relevance to hydrocarbons exploration. Journal of Petroleum Geology 18, 245-266.

* Nichols, G., Watchorn, F., 1998. Climatic and geomorphic controls on rift sedimentation: Oligo-Miocene syn-rift facies in the Gulf of Aden, Yemen. Marine and Petroleum Geology 15, 505-518.

* Norton, I.O., Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. Journal of Geophysical Research 84, 6803-6830.

* Omar, G.I., Steckler, M.S., Buck, W.R., Kohn, B.P., 1989. Fission-track analysis of basement apatites at the western margin of the Gulf of Suez rift, Egypt: evidence for synchronicity of uplift and subsidence. Earth and Planetary Science Letters 94, 316-328. Omar, G.I., Steckler, M.S., 1995. Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation. Science 270, 1341-1344

* Orszag-Sperber, F., Harwood, G., Kendall, A., Purser, B.H., 1998. A review of the evaporites of the Red Sea-Gulf of Suez rift. In: Purser,

B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 409-426.

* Passerini, P., Marcucci, M., Sguazzoni, G., Zan, L., Haga, A.O., 1991. Strike-slip faults parallel to crustal spreading axes: data from Iceland and the Afar Depression. Terra Nova 3, 607-618.

* Passerini, P., Zan, L., Gianelli, G., Troisi, C., 1988. Pre-oceanic tectonics in the Asal Rift. Ofioliti 13, 163-168.

* Patton, T.L., Moustafa, A.R., Nelson, R.A., Abdine, S.A., 1994. Tectonic evolution and structural setting of the Suez Rift. In: Landon, S.M. (Ed.), Interior Rift Basins, vol. 59. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 7-55.

* Platel, J., Roger, J., 1989. Evolution geodynamique de Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Cretace et le Tertiaire en relation avec Fouverture du golfe d'Aden. Bulletin de la Societe geologique de France 8, 253-263.

* Plaziat, J.-C., Baltzer, F., Choukri, A., Conchon, O., Freytet, P., Orszag-Sperber, F., Raguideau, A., Reyss, J.-L., 1998. Quaternary marine and continental sedimentation in the northern Red Sea and Gulf of Suez (Egyptian coast): influences of rift tectonics, climatic changes and sea-level fluctuations. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 537-573. For, F.D., Tsurnamal, M., 1973. Ecology of the Ras Muhammad Crack in Sinai. Nature 241, 43-44.

* Purcell, P.G., 1976. The Marda fault zone, Ethiopia. Nature 261, 569-571.

* Purser, B.H., Hotzl, H., 1988. The sedimentary evolution of the Red Sea rift: a comparison of the northwest (Egyptian) and northeast (Saudi Arabian) margins. Tectonophysics 153, 193-208.

* Quennell, A.M., 1951. Geology and mineral resource of (former) Transjordan. Colonial Geology and Mineral Resources 2, 85-115.

* Quennell, A.M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. Quarterly Journal Geological Society (London) 114, 1-24.

* Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F., Falvey, D.y 1983. The separation of Madagascar and Africa. Science 220, 67-69.

* Redfern, P., Jones, J.A., 1995. The interior rifts of the Yemen. Analysis of basin structure and stratigraphy in a regional plate tectonic context. Basin Research 7, 337-356.

* Redfield, T.F., Wheeler, W.H., Often, M., 2003. A kinematic model for the development of the Afar depression and its paleogeographic implications. Earth and Planetary Science Letters 216, 383-398.

* Reeves, C.V., Karanja, F.M., Macleod, I.N., 1987. Geophysical evidence for a failed Jurassic Rift and triple junction in Kenya. Earth and Planetary Science Letters 81, 231-299.

* Reyss, J.-L., Choukri, A., Plaziat, J.-C., Purser, B.H., 1993. Datations radiochimiques des recifs coralliens de la rive occidentale du Nord de la Mer Rouge, premieres implications stratigraphiques et tectoniques. Comptes Rendus de 1 Academic des Sciences Paris 317 (Serie 11), 487-492.

* Richardson, M., Arthur, M.A., 1988. The Gulf of Suez-northern Red Sea Neogene rift: a quantitive basin analysis. Marine and Petroleum Geology 5, 247-270.

* Rihm, R., Henke, C.H., 1998. Geophysical studies on early tectonic controls on Red Sea rifting, opening and segmentation. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 29-49.

* Robertson, A.H.F., Bamakhalif, K.A.S., 1998. Late Oligocene-early

Miocene rifting of the northeastern Gulf of Aden: basin evolution in Dhofar (southern Oman). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 641-670.

* Rochette, P., Tamrat, E., Feraud, G., Pik, R., Courtillot, V., Kefeto, E., Coulon, C, Hoffmann, C., Vandamme, D., Yirgu, E., 1997. Magnet-ostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps. Earth and Planetary Science Letters 164, 497-510.

* Roeser, H.A., 1975. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea. Geologic Jahrbuch 13, 131-153.

* Roger, J., Platel, J.P., Cavelier, C., Bourdillon-de-Grisac, C., 1989. Donnees nouvelles sur la stratigraphie et Thistoire geologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). Bulletin de la Societe geologique de France 8, 265-277.

* Ruegg, J.C., 1975. Main results about the crustal and upper mantle structure of the Djibouti region (T.F.A.L). In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 120-134.

* Sagri, M., Abbate, E., Azzaroli, A., Balestrieri, M.L., Benvenuti, M., Bruni, P., Fazzuoli, M., Ficcarelli, G., Marcucci, M., Papini, M., Pavia, G., Reale, V., Rook, L,, Tecle, T.M., 1998. New data on the Jurassic and Neogene sedimentation in the Danakil Horst and northern Afar Depression, Eritrea. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri- Tethyan platforms. Memoires du Museum National d'Histoire Nat- urelle de Paris 177, 193-214.

* Sahota, G., 1990. Geophysical investigations of the Gulf of Aden continental margins: geodynamic implications for the development

of the Afro-Arabian Rift system. Ph.O. Thesis, University College, Swansea, United Kingdom.

* Sahota, G., Styles, P., Gerdes, K., 1995. Evolution of the Gulf of Aden and implications for the development of the Red Sea. In: Rift Sedimentation and Tectonics in the Red Sea-Gulf of Aden Region, Sana'a, Yemen, Abst. 56. Said, R., 1960. Planktonic foraminifera from the Thebes Formation, Luxor. Micropaleontology 6, 277-286.

* Said, R. 1960 Plan Ktonic forminifera from the thebes formation, luxor. Micropaleantology 6, 277 - 286.

* Said, R., 1971. The explanatory notes to accompany the Geological Map of Egypt. Geologic Survey of Egypt Paper 56, 123. Said, R., 1990. Cenozoic. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 451-486, Chapter 24.

* Said, R. 1990- Cenozoic - In Said, R . (Ed.) , the Geology of Egypt A - A - Balkema, Rotterdam, pp 451-486, chapter 24.

* Salamon, A., Hofstetter, A., Garfunkel, Z., Ron, H., 2003. Seismotec- tonics of the Sinai Subplate; the eastern Mediterranean region. Geophysical Journal International 155, 149-173.

* Saoudi, A., Khalil, B., 1986. Distribution and hydrocarbon potential of Nukhul sediments in the Gulf of Suez Proceedings of the 7th Exploration Seminar, March, vol. 1. Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, pp. 75-96.

* Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics 123, 1-35.

* Savoyat, E., Shiferaw, A., Balcha, T., 1989. Petroleum exploration in the Ethiopian Red Sea. Journal of Petoleum Geology 12, 187-204.

* Schuppel, D., Wienholz, R., 1990. The development of Tertiary in the Habban-Al Mukalla area, PDR Yemen. Z. geol. Wiss., Berlin 6, 523- 528.

* Scott, R.W., Govean, F.M., 1985. Early depositional history of a rift basin: Miocene in the western Sinai. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 52, 143-158.

* Searle, R.C., Gouin, P., 1971. An analysis of some local earthquake phases originating near the Afar Triple Junction. Bulletin Seismological Society of America 61, 1061-1071.

* Searle, R.C., Ross, D.A., 1975. A geophysical study of the Red Sea axial trough between 20.5* and 22*N. Geophysical Journal Royal Astronomical Society 43, 555-572.

* Sebai, A., Zumbo, V., Feraud, G., Bertrand, H., Hussain, A.G., Giannerini, G., Campredon, R., 1991. 40Ar/39Ar dating of alkaline and tholeiitic magmatism of Saudi Arabia related to the early Red Sea Rifting. Earth and Planetary Science Letters 104, 473-487.

* Sellwood, B.W., Netherwood, R.E., 1984. Facies evolution in the Gulf of Suez area: sedimentation history as an indicator of rift initiation and development. Modern Geology 9, 43-69.

* Sengor, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.

* Sengor, A.M.C., 2001. Elevation as indicator of mantle-plume activity. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their Identification Through Time, vol. 352. Geological Society of America Special Paper,pp. 183-225.

* Sichler, B., 1980. La biellette danakile: un modele pour revolution geodynamique de FAfar. Bulletin Societe geologique de France 7, XXII, 6, 925-933.

* Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science Magazine 277,1956-1962.

* Souriot, T., Brun, J.P., 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle: the Danakil 'crank arm' model. Geology 20, 911-914.

* Stacey, J.S., Hedge, C.E., 1984. Geochronological and isotopic evidence for early Proterozoic crust in the eastern Arabian shield. Geology 112, 310.

* Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillevuit, A., Vannay, J.-C, 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo- Tethys East Mediterranean Basin connection. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin- Soleau, S. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris, vol. 186, pp. 51-108.

* Steckler, M.S., ten Brink, U.S., 1986. Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries; examples from the northern Red Sea region. Earth and Planetary Science Letters 79, 12159-12173.

* Steckler, M.S., 1985. Uplift and extension at the Gulf of Suez: indications of induced mantle convection. Nature 317, 135-139.

* Steckler, M.S., Berthelot, F., Lyberis, N., Le Pichon, X., 1988. Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics. Tectonophysics 153, 249-270.

* Steckler, M.S., Omar, G.I., 1994. Controls on erosional retreat of the uplifted rift flanks at the Gulf of Suez and northern Red Sea. Journal of Geophysical Research 99, 1-2.

* Stein, C.A., Cochran, J.R., 1985. The transition between the Sheba Ridge and Owen Basin: rifting of old oceanic Lithosphere. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 81, 47-74.

* Stern, R.J., 1981. Petrogenesis and tectonic setting of Late Precambrian ensimatic volcanic rocks, Central Eastern Desert of Egypt. Precambrian Research 16, 195-230.

* Stern, R.J., Gottfried, D., Hedge, C.E., 1984. Late Precambrian rifting and crustal evolution in the northeastern desert of Egypt. Geology 12, 168.

* Stern, R.J., 1985. The Najd fault system, Saudi Arabia and Egypt: a Late Precambrian rift-related transform system? Tectonophysics 4,497-511.

* Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neo-pro- terozoic East African orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. Annual Reviews Earth Planetary Sciences 22, 319- 351.

* Stern, R.J., 2002. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. Journal of African Earth Sciences 34, 109-117.

* Stoeser, D.B., Camp, V.E., 1985. Pan-African microplate accretion of the Arabian shield. Geological Society of America Bulletin 96, 817-826.

* Strasser, A., Strohmenger, C., Davaud, E., Bach, A., 1992. Sequential evolution and diagenesis of Pleistocene coral reefs (South Sinai; Egypt). Sedimentary Geology 78, 59-79.

* Sultan, M., Becker, R., Arvidson, R.E., Shore, P., Stern, R.J., El Alfy, Z., Guinness, E.A., 1992. Nature of the Red Sea crust: a controversy revisited. Geology 20, 593-596.

* Sultan, M., Becker, R., Arvidson, R.E., Shore, P., Stern, R.J., El Alfy, Z., Attia, R.I., 1993. New constraints on Red Sea rifting from correlations of Arabian and Nubian Neoproterozoic outcrops. Tectonics 12, 1303- 1319.

* Tailing, D.H., 1970. Paleomagnetism and the origin of the Red Sea and gulf of Aden. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A 267, 19-226.

* Tamsett, D., Searle, R., 1990. Structure of the Alula-Fartak Fracture Zone, Gulf of Aden. Journal of Geophysical Research 95, 1239- 1254.

* Tapponnier, P., Varet, J., 1974. La zone de Mak'arrasou en Afar: un equivalent emerge des failles transformantes oceaniques. Comptes

rendus, Academic des Sciences, Paris 278 (Ser. D), 209-212.

* Tapponnier, P., Armijo, R., Maaighetti, 1., Courtillot, V., 1990. Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. Geophysical Research Letters 17, 1-4.

* Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., Gruneisen, P., 1991. The volcanic passive margin In the vicinity of Aden, Yemen. Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine 15, 1-9.

* Tazieff, H., Varet, J., Barberi, F.? Giglia, G., 1971. Tectonic significance of the Afar (or Danakil) depression. Nature 235, 144-147.

* Tefera, M., Chernet, T., Haro, W., 1996. Explanation of the geological map of Ethiopia. Ethiopian Institute of Geological Surveys, Addis Ababa 3, 79.

* Tewfik, N., Ayyad, M., 1984. Petroleum exploration in the Red Sea shelf of EgyptProceedings of the 6th Exploration Seminar, March, vol. 1. Egyptian General Petroleum Corporation and Egypt Petroleum Exploration Society, Cairo, pp. 159-180.

* Ukstins, I.A., Renne, P.R., Wolfenden, E., Baker, J., Ayalew, D., Menzies, M., 2002. Matching conjugate volcanic rifted margins: 40Ar/39Ar chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen. Earth and Planetary Science Letters 198, 289-306.

* Vail, J.R., 1976. Outline of the geochronology and tectonic units of the basement complex of northeast Africa. Proceedings of the Royal Society of London A 350, 127-141.

* Vail, J.R., 1985. Pan African (Late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian Nubian shield. Geology 13, 839-842.

* Van Houten, F.B., Bhattacharyya, D.P., Mansour, S.E.I., 1984. Cretaceous Nubia Formation and correlative deposits, eastern Egypt: major regressive-transgressive complex. Bulletin Geological Society of America 95, 397-405.

* Varet, J., 1971. Erta'Ale activity (Afar, Ethiopia). Bulletin of the Geophysical Observatory, Addis Ababa 13, 115-119.

* Varet, J., 1978. In: Gasse, E. (Ed.), Geology of central and southern Afar (Ethiopia and Djibouti Republic). CNRS, Paris, p. 118.

* Vellutini, P., 1990. The Manda-lnakir Rift, Republic of Djibouti: A comparison with the Asal Rift and its geodynamic interpretation. Tectonophysics 172, 141-153.

* Volker, E., Altherr, R., Jochum, K.-P., McCulloch, M.T., 1997. Quaternary volcanic activity of the southern Red Sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. Tectonophysics 278, 15-29.

* Watchorn, E., Nichols, G.J., Bosence, D.W.J., 1998. Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden). In: Purser, B.H., Bosence, D.WJ. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 165-189.

* Weissbrod, T., 1969. The Paleozoic of Israel and adjacent countries, part 2The Paleozoic outcrops in southwestern Sinai and their relation with those of southern Israel, vol. 48. Geological Survey of Israel, 32 p.

* Wescott, W.A., Krebs, W.N., Dolson, J.C., Ramzy, M., Karamat, S.A., Moustafa, T., 1997. Chronostratigraphy, sedimentary facies, and architecture of tectono-stratigraphic sequences: an integrated approach to rift basin exploration, Gulf of Suez, Egypt. In: Shanley, K.W., Perkins , B.F. (Eds.), Gulf Coast Section SEPM Foundation 18th Annual Research Conference, Shallow Marine and Nonmarine Reservoirs, December 7-10, 1997, pp. 377-399.

* Whitehouse, M.J., Windley, B., Ba-Bttat, M.A.O., Fanning, C.M., Rex, D.C., 1998. Crustal evolution and terrane correlation in the eastern Arabian Shield, Yemen: geochronological constraints. Journal Geological Society (London) 155, 281-296.

* Whitehouse, M.J., Windley, B., Stoeser, D.B., Al-Kirbash, S., Ba-Bttat, M.A.O., Haider, A., 2001. Precambrian basement character of Yemen and correlations with Saudi Arabia and Somalia. Precambrian Research 105, 357-369.

* Wilson, M., 1993. Plate-moving mechanisms: constraints and controversies. Journal of the Geological Society, London 150, 923-926.

* Windley, B.F., Whitehouse, M.J., Ba-Bttat, M.A.O., 1996. Early Precambrian gneiss terranes and Pan-African island arcs in Yemen: crustal accretion of the eastern Arabian Shield. Geology 24, 131-134.

* Winn Jr., R.D., Crevello, P.O., Bosworth, W., 2001. Lower Miocene Nukhul Formation of Gebel el Zeit, Egypt: sedimentation and structural movement during early Gulf of Suez rifting. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 85, 1871-1890.

* Woodruff, F., Savin, S.M., 1989. Miocene deepwater oceanography. Paleoceanography 4, 87-140.

* Younes, A.I., Engelder, T., Bosworth, W., 1998. Fracture distribution in faulted basement blocks: Gulf of Suez, Egypt. In: Coward, M.P., Daltaban, T.S., Johnson, H. (Eds.), Structural Geology in Reservoir Characterization, Geological Society, London, Spec. Publication, vol. 127, pp. 167-190.

* Younes, A.I., McClay, K.R., 1998. Role of basement fabric on Miocene rifting in the Gulf of Suez-Red SeaProceedings of the 14th Petroleum Conference, October, vol. 1. Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, pp. 35-50.

* Younes, A.I., McClay, K.R., 2002. Development of accommodation zones in the Gulf of Suez-Red Sea rift, Egypt. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86, 1003-1026.

* Youssef, M.I., 1957. Upper Cretaceous rocks in Kosseir area. Bulletin Institute Desert Egypte 7, 35-54.

* Zan, L,, Gianelli, G., Passerini, P., Troisi, C., Haga, A.O., 1990. Geothermal exploration in the Republic of Djibouti: thermal and geological data of the Hanle and Asal areas. Geothermics 19, 561-582.

* Zanettin, B., 1993. On the evolution of the Ethiopian volcanic province. In: Abbate, E., Sagri, M., Sassi, F.P. (Eds.), Geology and Mineral Resources of Somalia and Surrounding Regions, Istituto Agronomico per L'Oltremare, Firenze, Relazioni e Monografie Agrarie Subtropicali e Tropicali Nuova Serie 113, pp. 279-310.

* Zanettin, B., Justin-Visentin, E., Piccirillo, E.M., 1978. Volcanic succession, tectonics and magmatology in central Ethiopia. Atti Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. Arti 90, 5-19.

* Zico, A., Darwish, M., Eweda, S., 1993. Late Cretaceous-Early Tertiary stratigraphy of the Themed area, East Central Sinai, Egypt. Neues Jahrbruch fur Geologic und Palaontologie, Monatshefte 3, 135-149.

* Zumbo, V., Feraud, G., Bertrand, H., Chazot, G., 1995. 40Ar/39Ar chronology of Tertiary magma tic activity in Southern Yemen during the early Red Sea-Aden Rifting. Journal of Volcanology and Geothermal Research 65, 265-279.

فهرس الأشكال

١- فهرس الجداول

٢- فهرس الأشكال

٧- بروفيل تركيب خليج السويس والبيانات السيزمية الانعكاسية.

٨- استراتيجرافية وتراكيب خليج السويس:

أ- العمود الاستراتيجرافى والليثولوجى.

ب- صدوع الركيزة الأساسية.

ج- قطاع عرضى فى جنوب الخليج موضحاً شكل بلوكات الصدع الدوارة.

٩- قطاعات استراتيجرافية ممثلة على طول حوض البحر الأحمر.

١٠- بروفيلات تركيبية عبر شمالى البحر الأحمر:

أ- حد التصدع المصرى بين سفاجا والقصير.

ب- حد التصدع العربى السعودى.

١١- نظام التصدع فى البحر الأحمر وخليج عدن:

أ) ٣١ مليون سنة. ب) ٢٧ مليون سنة.

جـ) ٢٤ مليون سنة. د) ١٤ مليون سنة.

هـ) ١٠ مليون سنة. و) ٥ مليون سنة.

ن) صفر مليون سنة الموقف الحالى. ى) الشكل المستقبلى للصفيحة العربية

١٢- خريطة طبوغرافية لمنطقة القصير-مرسى علم-البحر الأحمر-مصر

١٣- صورة فضائية لمنطقة القصير-مرسى علم

١٤- قطاع استراتيجرافى فى الجزء الجنوبى لوادى محمد يبين التفاعل بين ترسيب المصطبة النهرية والبحرية (alluvivn غرين) coralline limestone حجر جيرى مرجانى.

١٥- تذبذبات مستوى سطح البحر خلال ٨٠٠ ألف سنة الماضية.

الفهرس العام

المؤلفان فى سطور

أ.د. عبدالمنعم أحمد محمود

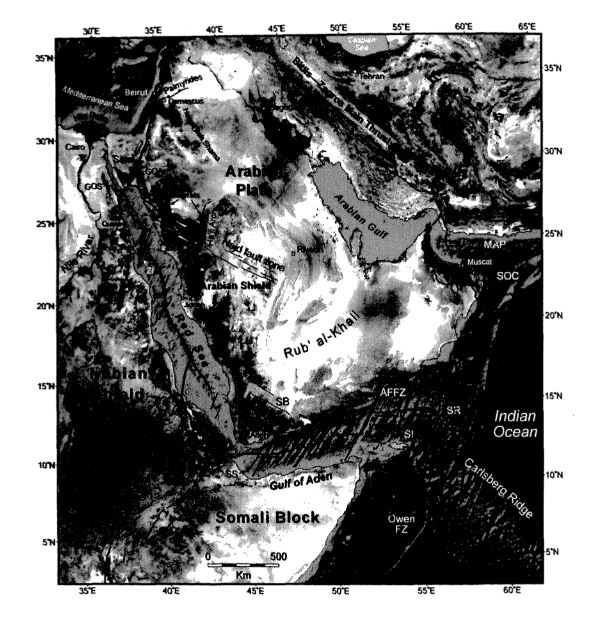
-أستاذ الرسوبيات-قسم العلوم البيولوجية والجيولوجية-كلية التربية-جامعة عين شمس.
-دكتوراه في جيولوجية الحقب الرباعي وجيولوجيا الآثار-جامعة عين شمس(١٩٩٠).
-مدير وحدة التدريب في علوم الأرض والفضاء باستخدام تكنولوجيا المعلومات المتطورة-مركز تطوير التعليم العالي بجامعة عين شمس.
-مدير مشروع تعليم علوم الأرض والفضاء باستخدام تكنولوجيا المعلومات المتطورة.HEEPF
-كتب منشورة باللغة العربية: مقدمة في علوم الأرض والفضاء-مكتبة الأنجلو المصرية
-مقدمة في علم الرسوبيات(مع أ.د. سمير عوض)- مكتبة الأنجلو المصرية.
-نشر أكثر من ٣٥ بحثا منفردا ومشتركا.
-جائزة احسن بحث ممتاز الممنوحة من جامعة عين شمس,١٩٩٢
-زميل اليونسكو-منحة طريق الحرير اليابانية الي جامعة ولاية واشنطون-بولمان١٩٩٣
-استاذ زائر جامعة واشنطون-قسم الجيولوجيا وعلوم الكواكب-سانت لويس١٩٩٣

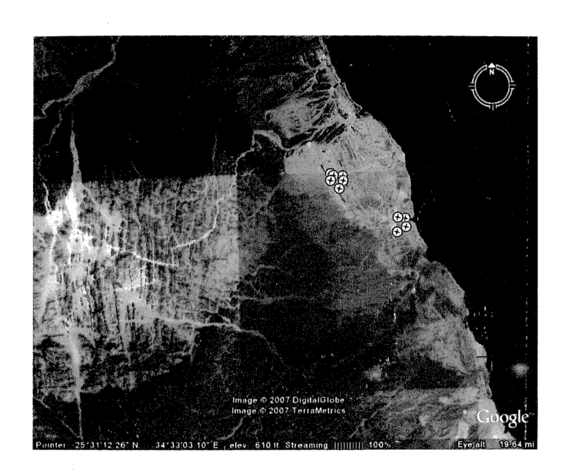
esesit_P@yahoo.com
-www.esesit.com

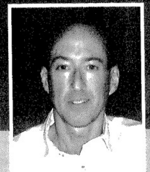
د. وليام بوسوارس

-كبير الجيولوجيين بشركة أباتشي العاملة في مصر
-دكتوراه في الجيولوجيا التركيبية-جامعة نيويورك في أباني.
-عضو هيئة التحرير للجورنال الأفريقي للعلوم الأرضية
-عضو الجمعية الأمريكية لجيولوجي البترول-الجمعية الجيولوجية الأمريكية والجيوفيزيقية الأمريكية وجمعية الأستكشاف البريطانية.
-نشر ٦٠ بحثا منفردا ومشتركا.
- واكثر من ٥٥ ملخص.

Bill.Bosoworth@egy.apachecorp.com


Caspian Sea
Tehran
Mediterranean Sea
Beirut
Palmyrides
Damascus
Cairo
GOS
Arabian Plate
Nile River
Hail Arch
Najd fault zone
Riyadh
Arabian Shield
Arabian Gulf
MAP
Muscat
SOC
Red Sea
Rub' al-Khali
SB
AFFZ
SR
SI
Indian Ocean
SS
Gulf of Aden
Somali Block
Owen FZ
Carlsberg Ridge
0
500
Km


N
Image © 2007 DigitalGlobe
Image © 2007 TerraMetrics
Google
Pointer 25°31'12.26" N 34°33'03.10" E , elev 610 ft Streaming |||||||||| 100%
Eye alt 19.64 mi

Prof. Abdel-moneim A. Mahmoud Dr. William Bosworth

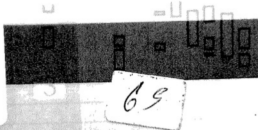
هذا الكتاب



محاولة لتبسيط وفهم التصدعات والخسف ورواسبهم الناشئة عن حركة الصفائح التكتونية التى تقع عليها الدول المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن مثل المملكة العربية السعودية ومصر والسودان واليمن وعمان وأثيوبيا وإريتريا ، والتى ينجم عنها البراكين والزلازل المعاصرة (نيوتكتونيك) والشواطئ المرفوعة .

ويخدم هذا الكتاب كل المهتمين من دارسين وطلاب بأقسام الجيولوجيا فى كليات العلوم والتربية وأقسام المناجم والتعدين والمدنى والبترول فى كليات الهندسة والمشتغلين بقطاعات البترول والمياه والغاز والتعدين وقسم الأراضى بكليات الزراعة وأقسام الجغرافيا بكليات الآداب والتربية فى هذه الدول ، والكتاب مدعم بالصور الفضائية والرسوم التوضيحية .

يعتبر هذا الكتاب إنجاز فى هذا الموضوع باللغة العربية والذ يعد إضافة للمكتبة العربية .




ISBN 977-05-2329-1
9 789770 523292